

**AMENAZA PROBABILÍSTICA POR CAÍDA DE CENIZA EN LA ZONA DE
INFLUENCIA DEL VOLCÁN GALERAS**

HERNÁN DARÍO GUERRERO CAGUASANGO

**UNIVERSIDAD DE NARIÑO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE DISEÑO Y CONSTRUCCIÓN
PASTO
2004**

**AMENAZA PROBABILÍSTICA POR CAÍDA DE CENIZA EN LA ZONA DE
INFLUENCIA DEL VOLCÁN GALERAS**

HERNÁN DARÍO GUERRERO CAGUASANGO

TESIS

Director

I. CIVIL MASTER. GUSTAVO CÓRDOBA GUERRERO

**UNIVERSIDAD DE NARIÑO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE DISEÑO Y CONSTRUCCIÓN
PASTO
2004**

Nota de aceptación:

Firma del jurado

Firma del jurado

Pasto, 19 de mayo de 2004

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis agradecimientos:

A Gustavo Córdoba Guerrero, Ingeniero Civil, Master, profesor de la universidad de Nariño

A Martha Calvache, Geóloga, PhD, Subdirectora Nacional de INGEOMINAS.

A Mário Pantoja, Geógrafo y Economista, profesor de la universidad de Nariño.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	
1. MODELOS DE CAÍDA DE CENIZA PARA ERUPCIONES EXPLOSIVAS	25
2. VIENTO ATMOSFÉRICO	30
2.1 ESCALAS DE LOS MOVIMIENTOS ATMOSFÉRICOS	30
2.1.1 Macroescala o escala planetaria	30
2.1.2 Escala sinóptica	30
2.1.3 Mesoescala	31
2.1.4 Microescala	31
2.2 CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA	33
2.2.1 Celda de Hadley	34
2.2.2 Celda Polar	35
2.2.3 Celda de Ferrel	36
2.3 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE PRESIÓN	37
2.4 LOS VIENTOS DEL OESTE O WESTERLIES	43
2.5 LA CORRIENTE DE CHORRO O JET	44
2.6 LOS OESTES Y EL BALANCE DE CALOR	45

2.7 VIENTOS GLOBALES Y CORRIENTES OCEÁNICAS	46
3. MODELO DE VIENTO UTILIZADO	48
3.1 VELOCIDAD DEL VIENTO	49
3.2 ANÁLISIS GENERAL DE VELOCIDADES	50
3.2.1 Estación de Obonuco	51
3.2.2 Estación del Encano	51
3.2.3 Estación del aeropuerto Antonio Nariño	51
3.3 DIRECCIÓN DEL VIENTO	51
3.4 ANÁLISIS GENERAL DE DIRECCIONES	52
3.4.1 Estación de Obonuco	52
3.4.2 Estación del Encano	53
3.4.3 Estación del aeropuerto Antonio Nariño	53
3.5 ANÁLISIS DE FRECUENCIAS (DIRECCIONES Y VELOCIDADES)	52
3.5.1 Estación de Obonuco	52
3.5.2 Estación del Encano	53
3.5.3 Estación del aeropuerto Antonio Nariño	53
4. MODELO MATEMÁTICO PROPUESTO	58
4.1 LAS ECUACIONES DE GOBIERNO	59

4.2 LAS ECUACIONES CONSTITUTIVAS	60
4.3 TURBULENCIA	60
4.3.1 MODELIZACIÓN DE LOS FENÓMENOS TURBULENTOS	61
4.3.1.1 Modelos de turbulencia algebraicos	61
4.3.1.2 Modelos de una ecuación	62
4.3.1.3 Modelos de dos ecuaciones	62
4.3.1.4 Modelos del tipo RMS (Reynolds stress models) (Tensor de tensiones de Reynolds)	62
4.3.1.5 Modelos del tipo LES (Large eddy simulation) (Simulación de remolinos grandes)	62
4.3.1.6 Modelos de simulación directa de la turbulencia	63
4.3.2 MODELO DE TURBULENCIA UTILIZADO	63
4.3.2.1 Modelo SGS (Subgrid-Scale)	63
4.4 CAÍDA DE PARTÍCULAS	64
4.4.1 Velocidad final de caída de partículas	64
4.4.2 Coeficiente de arrastre	64
5. APROXIMACIÓN NUMÉRICA	67
6. CONDICIONES INICIALES DEL MODELO	68
7. CONDICIONES DE CONTORNO	73
8. VALIDACIÓN DEL MODELO	74
9. MODELO ESTADÍSTICO ADOPTADO	76

10. CONCLUSIONES	83
11. RECOMENDACIONES	85
BIBLIOGRAFÍA	86

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla No. 1. Terminología y límites de tamaños de grano para fragmentos piroclásticos	18
Tabla No. 2. Resumen de tipo de erupciones, naturaleza de la actividad volcánica y formas relacionadas.	20
Tabla No. 3. Peligrosidad volcánica y sus efectos.	21
Tabla No. 4. Resumen de las escalas de los movimientos en la atmósfera.	31
Tabla No. 5. Representación matricial del comportamiento de una línea de espera.	76
Tabla No. 6. Matriz de probabilidades de estado estacionario.	78
Tabla No. 7. Mayores probabilidades de dirección y velocidades del viento en una posible erupción de volcán Galeras.	81

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura No. 1. Variación con la altitud h , de la temperatura, T , del aire atmosférico: (a) atmósfera estándar, (b) en los polos y (c) en el ecuador	32
Figura No. 2. Esquema del primitivo modelo de circulación de Hadley	33
Figura No. 3. Esquema de la circulación general de la atmósfera	34
Figura No. 4. Celdas de circulación global	37
Figura No. 5. Esquema de presión y viento en superficie sin (a) y con (b) distribución de océanos y continentes	38
Figura No. 6. Esquema de la variación meridional de presión en superficie	39
Figura No. 7. Corte meridional de presión ecuador – polo sur en 75° W: superior, enero; inferior, julio	40
Figura No. 8. Presión media mensual en superficie	41
Figura No. 9. Esquema de la variación de presión con la altura y la latitud	44
Figura No. 10. Esquema de la corriente en chorro	46
Figura No. 11. Modelo de velocidad del viento WM1	48
Figura No. 12. Promedio mensual de velocidades medias mensuales vs. Meses del año en las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y Aeropuerto Antonio Nariño	49
Figura No. 13. Promedio anual de velocidades medias mensuales vs. Número de años de registro en las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y Aeropuerto Antonio Nariño.	50
Figura No. 14. Rosa de los vientos con datos de la estación meteorológica de Obonuco	54

Figura No. 15. Rosa de los vientos con datos de la estación meteorológica del Encano	55
Figura No. 16. Rosa de los vientos con datos de la estación meteorológica del aeropuerto Antonio Nariño	56
Figura No. 17. Diagrama esquemático que muestra el flujo alrededor de una partícula resultando la forma y viscosidad de arrastre	65
Figura No. 18. Columna eruptiva fuerte	68
Figura No. 19. Columna eruptiva débil	69
Figura No. 20. Esquema de la vista aérea de la propagación de la mezcla a una velocidad determinada y el choque del viento a una velocidad dada en la nube formada sobre la columna eruptiva	72
Figura No. 21. Probabilidad de ocurrencia de cada dirección de viento en cada uno de los meses del año	79

LISTA DE ANEXOS

	Pág.
Anexo A. Registros de datos de velocidades y direcciones del viento para las estaciones de Obonuco, El Encano y el aeropuerto Antonio Nariño, en los periodos de 1974-2003, 1985-2003, 1974-2003, respectivamente.	89
Anexo B. Diagramas de rosa de los vientos, calculadas para las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y el aeropuerto Antonio Nariño, en los periodos de 1974-2003, 1985-2003, 1974-2003, Respectivamente, donde se tiene en cuenta velocidades y direcciones del viento	95
Anexo C. Matrices de probabilidad markovianas	98
Anexo D. Análisis granulométrico realizado a muestras de ceniza provenientes de erupciones del Galeras en 1993.	103

GLOSARIO

Amenaza: Se refiere a la potencialidad de ocurrencia de un fenómeno natural debido a la existencia de condiciones geológicas y naturales, independientemente de la presencia o no de gente.

Bloque volcánico: Fragmento sólido lanzado en una erupción explosiva, y con un tamaño que oscila entre 6 centímetros y varios metros de diámetro.

Bomba volcánica: Fragmentos lávicos que adquieren formas redondeadas al girar en el aire, todavía plásticos.

Cráter: Hueco con forma de embudo en la cima de un cono volcánico.

Ceniza volcánica: Material piroclástico muy fino formado en erupciones explosivas.

Depósito de caída: Fragmentos piroclásticos que han caído de una nube eruptiva.

Erupción volcánica: Descarga de fragmentos, en el aire o en el agua, de lava y gases a través del cráter de un volcán o de las paredes del edificio volcánico. Sus consecuencias más comunes son las lesiones directas a los habitantes y animales, daños a viviendas, alteraciones del medio ambiente, los desplazamientos de población, los deslizamientos de ceniza por las laderas de los volcanes, denominados "Lahar" y el acumulo de cenizas sobre los asentamientos.

Escorias: Fragmentos piroclásticos de alrededor de 1 cm. de diámetro.

Estrato-volcán: Se llama así a la efusión de rocas volcánicas y material piroclástico que forma aparatos de grandes dimensiones, con alternancia de lavas y cenizas.

Ignimbrita: Roca volcánica silíceo formada por partículas volcánicas de tamaño fino y abundancia de vidrio, que son expulsadas en fumarolas del interior de la Tierra, y depositadas en la superficie en estratos gruesos y masivos, cubriendo grandes extensiones de terreno.

Lahar: Deslizamientos de ceniza por las laderas de los volcanes.

Lapillo: Roca piroclástica constituida por pequeños fragmentos de lava sueltos, en general menores de 3 cm.

Lava: Material fundido con temperaturas entre 700 y 1 200°C, rico en minerales, gases y agua, proveniente del interior de la Tierra y que se enfría en la superficie, formando las rocas ígneas de origen volcánico.

Magma: Sinónimo de roca fundida.

Peligrosidad: Implica la existencia de un daño sobre la población y la posibilidad de que este sea cuantificado

Piroclástica: Roca detrítica formada por acumulación de partículas sólidas expulsadas por un volcán, llamadas piroclastos.

Piroclastos: Partículas de diferentes tamaños y formas, de origen volcánico, que se depositan conjuntamente con las lavas de igual composición (ceniza, lapilli, breccias).

Riesgo: El resultado de calcular la potencial acción de una amenaza (A), con las condiciones de vulnerabilidad (V) de una comunidad o sistema. En conclusión:
 $\text{Riesgo} = A * V$.

Vulnerabilidad: el factor interno de una comunidad expuesta (o de un sistema expuesto) a una amenaza, resultado de sus condiciones intrínsecas para ser afectada e incapacidad soportar el evento o recuperarse de sus efectos.

RESUMEN

En este trabajo, se presenta un modelo estocástico de la caída y dispersión de ceniza debido a una explosión del volcán Galeras (Colombia). Se utilizó las ecuaciones de Navier-Stokes acopladas con la ecuación de transporte por advección-difusión, ya que se tuvo en cuenta la interacción existente entre la velocidad de la corriente de viento que golpea la columna y la velocidad de emanación de la mezcla de la pluma, también se modeló la turbulencia generada. Se simularon erupciones con determinados tamaños de partículas y diferentes velocidades de viento; el modelo fue desarrollado para columnas eruptivas fuertes. Su validación se hizo recreando la erupción de Galeras del 13 de abril de 1993, de la cual se tiene registro, logrando resultados de espesores y alcance de la ceniza, bastante aproximados a la realidad; también se modeló la erupción del 26 de septiembre de 1997 del volcán Montserrat logrando datos muy cercanos a los registros existentes.

ABSTRACT

An ash fall stochastic hazard map is shown, the ash dispersion in the atmosphere is modeled with an advection-diffusion model, but to take into account for the interactions between the incoming wind and the outcome spread column velocity, the above model is coupled with the Navier-Stokes equations, additionally, the model can include multiple particles sizes. The resulted equation system is solved numerically through the Finite Element Method approach.

The probable wind future directions and velocities are forecast from the Markov chains model, which let us forecast the most probable wind direction and velocity for each month, and we found that both parameters can be grouped in four blocks within a year, then, we show four probabilistic hazard maps for the year.

The proposed model was validated by its application for the volcanic eruptions of Galeras volcano in 1993 and the eruption of September 26/1997 in Montserrat volcano. In both cases very good fit is obtained.

INTRODUCCIÓN

Una erupción volcánica es la salida de materiales como magma (roca fundida que puede salir líquida, esto es, como lava, o fragmentada, es decir, como ceniza, gravilla, o trozos mayores), gases calientes y otros fluidos a través de un conducto o fisura en la corteza terrestre (Sparks et al., 1997).

Todas las erupciones expulsan proporciones variables de gases, lavas y tefras. Las tefras y cenizas volcánicas, genéricamente conocidas como eyectos piroclásticos, incluyen toda una gradación granulométrica de fragmentos de rocas lávicas parcialmente consolidadas expulsadas durante eventos explosivos y de rocas provenientes de la desintegración parcial del aparato volcánico.

A pesar de que la denominación de “ceniza volcánica” invite a pensar que es un producto derivado de la combustión, se trata, sin embargo, partículas finas de roca volcánica, ya sean cristales o minerales, que han sido proyectadas en erupciones explosivas; las diminutas partículas de menos de 0.6 mm de diámetro constituyen el polvo volcánico. Las partículas de ceniza, propiamente dicha, tienen un tamaño que varía entre los 0.6 y los 0.2 mm y su textura es arenosa (Decker R. y Decker B., 1993).

A pesar de los demás fragmentos lanzados al aire están las escorias que se denominan así si los pequeños jirones están todavía fundidos cuando aterrizan; los fragmentos que son mayores, a veces mucho mayores que una pelota de baloncesto se denominan bloques y bombas. Los bloques suelen ser angulosos y cuando se expulsan están muy consolidados; las bombas volcánicas son como plástico volante. Normalmente los bloques se derivan de la escisión de antiguas rocas ante la apertura de un nuevo conducto; por el contrario, las bombas volcánicas son trozos de magma reciente y generalmente permanecen incandescentes y blandas durante el vuelo. Los materiales compuestos de rocas volcánicas se conocen como “depósitos piroclásticos”, y se pueden generar de dos formas: al ser lanzados al aire y caer de nuevo a tierra, o por el rápido arrastre lateral del material piroclástico sobre la superficie del suelo, en forma de “nuée ardente” extremadamente destructiva. (Decker R. y Decker B., 1993).

Otra de las formas más usuales de caracterizar las partículas expulsadas en una erupción volcánica, es como se muestra en la Tabla No. 1.

En función de los productos dominantes de cada erupción puede realizarse una primera clasificación de las erupciones (Sparks et al., 1997):

- 1). exhalativas (si predominan los gases),

2). efusivas (si predominan las lavas) y

3). explosivas (si predomina la eyección de tefras).

En la naturaleza estos tres tipos se combinan en forma tal de producir diferentes estilos de erupciones, cuyas denominaciones se refieren a los casos tipo estudiados en diferentes regiones del mundo.

Tabla No. 1: Terminología y límites de tamaños de grano para fragmentos piroclásticos. Tomado de Williams y MC Birney, 1979.

Tamaño del grano	Fragmentos epiclásticos	Fragmentos piroclásticos	
mm.			
	Cantos rodados y "Bloques"	Curso	Bloques y
-----256-----			
	Cobbe	Fino	Bombas
-----64-----			
	Guijarros	Lapilli	
-----2-----			
	Arena	Gruesa	
-----1/16-----			
	Limo	Fino	Ceniza
-----1/256-----			
	Arcilla		

En Hawai e Islandia se producen erupciones no explosivas que tipifican las dos formas principales de ese estilo volcánico (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998), que se denominan por ello: islándico y hawaiano. Estas erupciones tienen lugar en sectores relacionados a las dorsales centro-oceánicas o de intraplaca y son comparativamente poco peligrosos para las personas. Se originan por la erupción de los magmas fluidos que se encuentran en las cámaras magmáticas ubicadas debajo de los volcanes, las que se vacían lentamente. Reciben la denominación de lavas de inundación (flood lavas), por analogía a las inundaciones con agua y por su alta fluidez. Son extruidos, en todos los casos, grandes volúmenes de material, pudiendo cubrir extensiones a más 300 Km. de distancia del centro eruptivo, con espesores de más de 500 m. como ocurre, por ejemplo, en Islandia. Las erupciones hawaianas tienen mayor proporción de tefras, y van construyendo aparatos volcánicos por superposición de coladas, que alcanzan más de 10.000 m. de altura y decenas de kilómetros de diámetro, hasta conformar grandes islas.

En las erupciones de tipo explosivas (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998), por el contrario, predomina la eyección de grandes volúmenes de materiales

piroclásticos. El tipo comparativamente menos riesgoso para las poblaciones es el de las erupciones Strombolianas (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998), denominadas así por el volcán localizado en Italia en el Mar Mediterráneo. Estas erupciones se caracterizan por presentar primero una eyección rítmica de tefras fundidas seguido de la extrusión de volúmenes moderados de lavas básicas a intermedias. Forman característicos conos muy simétricos y empinados, con picos de cenizas en la cima.

Las erupciones Vulcanianas (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998) son más ácidas y viscosas y, por lo tanto, más explosivas. Se caracterizan por eyectar grandes bloques de material y flujos de lavas muy viscosas. La columna eruptiva puede alcanzar alturas de 10 Km. O mayores, dependiendo del tamaño de los mismos y las erupciones pueden durar varios meses.

Las erupciones Surtseyanas o freatomagmáticas (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998) se producen bajo el nivel freático y, por lo tanto, son violentamente explosivas. Se produce un polvo fino que forma anillos de cenizas alrededor del conducto de salida y se generan grandes tormentas eléctricas en la zona de la erupción.

Uno de los tipos más conocidos por sus devastadores efectos son las erupciones Plinianas (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998). Son más explosivas que las anteriores, y se caracterizan por presentar una gran columna eruptiva convectiva de varios miles de metros de altura y por la dispersión balística de tefras. Luego del rápido vaciamiento de la cámara se puede producir el colapso de volcán y la formación de calderas. La columna de tefras colapsa y forma flujos piroclásticos, también se pueden formar lahares. Finalmente, las de tipo Peleanas (por la famosa erupción del Monte Pelee en el Mar Caribe) son similares a la anterior, si bien con mayor participación de flujos piroclásticos (nubes ardientes) que forman ignimbritas.

Vinculados a los diferentes tipos de erupciones pueden reconocerse distintas geoformas volcánicas (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998), entre otras, los volcanes en escudo y mantos lávicos, asociados a las erupciones de tipo Hawaiana e Islándica; los volcanes compuestos o estratovolcanes debidos a erupciones explosivas, formados por la alternancia de depósitos piroclásticos, coladas lávicas y domos volcánicos y las calderas y cráteres de colapso asociados a las erupciones más explosivas, con escasa participación de lavas. En la Tabla No. 2 se presenta una clasificación de las erupciones en función de su grado creciente de explosividad.

Existen muchos fenómenos peligrosos asociados a los volcanes (Sparks et al., 1993), de los cuales podemos mencionar:

- 1). flujos de lava,

- 2). caída de tefras y otros materiales piroclásticos (bombas, bloques, escorias),
- 3). flujos piroclásticos, lahares y glacier bursts (explosión de glaciares) y
- 4). gases y lluvias ácidas.

Tabla No. 2: Resumen de tipo de erupciones, naturaleza de la actividad volcánica y formas relacionadas.

Tipo	Ejemplos	Tipo de magma	Actividad efusiva	Explosividad	Formas generadas
Hawaiana e Islándica	Mauna Loa y Hekla	Caliente (más de 1200°C), básico baja viscosidad.	Lavas extensas a partir de fisuras.	Baja	Volcanes en escudo planicies lávicas y erupciones fisurales
Stromboliana	Stromboli y Parícutín	Intermedio, mixto, moderada viscosidad.	Lavas escasas poco extensas	Variable	Conos de lavas y cenizas abruptos
Vulcaniana y Vesuviana	Vesuvio	Frío (menos de 900 °C), ácido-mesosilíceo viscoso	Escasas lavas, piroclástica abundante.	Moderada a violenta	Estratovolcanes y calderas
Pliniana y Peleana	Mte. Pelee, Pinatubo y Sta. Helena	Frío (menos de 900°C), ácido, muy viscoso	Piroclástica y domos.	Muy violenta	Calderas y planicies. Piroclásticas.

En la Tabla No. 3 se presenta un resumen de algunos de los principales peligros ocasionados en una erupción volcánica.

La ceniza, los fragmentos de roca y pómez son conocidos como piroclastos; ellos son lanzados desde el cráter hacia la atmósfera durante una erupción, impulsados gracias al efecto de los gases asociados; luego de su viaje por la atmósfera caen nuevamente a la superficie terrestre.

Las caídas piroclásticas son el evento con mayor probabilidad de ocurrencia en una erupción volcánica (Ingeominas, 2000), pero sus depósitos son fácilmente

erosionables, hecho que hace que en el registro geológico no se observen todas las caídas que ha expulsado un volcán. Las caídas piroclásticas se refieren al material expulsado a la atmósfera durante una erupción explosiva, el cual es emitido verticalmente para formar una columna eruptiva hasta alturas

Tabla No. 3: Peligrosidad volcánica y sus efectos.

Factor de peligro	Tipo de daño en personas	Tipo de daño en obras de infraestructura	Tipo de daños en animales y vegetación
Lluvia de cenizas	Peligroso. Oscurecimiento y contaminación del aire.	Contaminación de aguas, bloqueo de caminos, interrupción de ondas de radio y TV, corrosión y abrasión, colapso de estructuras.	Peligroso, con pérdidas de animales por decrecimiento de la cobertura vegetal.
Emisión de gases	Peligroso (depende de la distancia)	Contaminación del aire.	Peligroso para animales y plantas
Flujos piroclásticos	Muy peligroso a letal.	Destrucción y rotura, aumentos de caudal de los cursos fluviales.	Muy peligroso a letal.
Coladas lávicas	Letal en la zona del flujo	Destrucción total en la zona del flujo.	Letal en la zona del flujo.

estratosféricas para después ser transportado lateralmente por el viento y depositado por su propio peso; el material más fino, ceniza y polvo volcánico, se deposita a mayores distancias. Los lugares que serían afectados por la depositación de caída piroclástica, dependerán principalmente de la dirección y velocidad del viento a la hora de la erupción (Ingeominas, 1997).

Una buena selección de los fragmentos caídos junto con el característico aspecto de manto, proporciona los datos principales para distinguir los depósitos de una lluvia de cenizas de los depósitos de las coladas piroclásticas. Esta distinción es importante para los estudiosos que intenten reconstruir el comportamiento eruptivo de un volcán prehistórico a través del análisis de sus depósitos. (Decker R. y Decker B., 1993).

Normalmente, al aumentar la distancia del cráter al lugar de acumulación del material, disminuye el tamaño del grano y el espesor del depósito sobre el terreno.

Cerca al cráter, su peligrosidad aumenta debido a que habrá mayor cantidad de material, los tamaños serán mayores y se depositarán con velocidades considerables, como es el caso de las bombas, ocasionando quemaduras o graves daños a estructuras por impacto directo; además, personas y animales podrían tener problemas respiratorios o incluso su vida estaría en peligro. En los alrededores del volcán Galeras, la dispersión de cenizas volcánicas debido a su erupción afectaría seriamente la gran cantidad de zonas agrícolas y ganaderas, además, produciría la obstrucción de vías que están bajo su zona de amenaza, y se contaminarían quebradas y ríos que nacen desde la cima del volcán, pudiendo además generarse una peligrosa acumulación de ceniza en las cuencas de los ríos, taponarlos, y propiciar los peligrosos flujos de lodo. Puede generar incendios forestales o de viviendas. Las zonas alejadas del cono del volcán, también podrían ser afectadas si las condiciones meteorológicas (dirección y velocidad de vientos) son favorables en dicha dirección; claro está, dependerá del volumen expulsado, de las barreras topográficas, etc. Acumulaciones altas, ocasionan el colapso de los techos, debido al peso del material; aumentará su peligrosidad si se deposita en condiciones de humedad, ya que su densidad es mayor. La caída piroclástica también puede contaminar el agua de los ríos y quebradas, y generalmente estas hacen parte del esquema acueducto-comunidad; además, pueden deteriorar cultivos y maquinaria y afectar la aeronavegación, por avería de los motores, que pueden detenerse cuando atraviesan o pasan cerca de una columna de ceniza. Igualmente pueden sufrir las líneas telefónicas y eléctricas, cuando se le adhiere ceniza húmeda. (Ingeominas, 1997).

La caída de cenizas debida a una erupción explosiva, es una significativa amenaza para las comunidades alrededor y bajo las laderas de los volcanes activos. También crea una amenaza al tráfico aéreo si las rutas interceptan partículas provenientes de una columna eruptiva. Esta caída puede ser suficiente para provocar el colapso de techos y el bombardeo por grandes clastos balísticos puede ser causa de serios perjuicios. Otra amenaza asociada a la caída de cenizas es contra la salud, porque elementos tóxicos como fluorina son expulsados por las columnas eruptivas y existe el riesgo de adquirir silicosis y otras enfermedades respiratorias a causa de la inhalación de grandes cantidades de finos granos de ceniza. (Carey, 1996).

La ceniza volcánica es tan nociva como benigna. El espesor de los depósitos de cenizas caídas ha ahogado ciudades y campos, empujando poblaciones enteras a la muerte o a la inanición, pero, a largo plazo, la lenta descomposición de esta precipitación volcánica, rica en nutrientes, genera algunos de los mejores suelos del mundo. La ironía consiste en que la fertilidad de los campos que rodean a los volcanes activos provoca que la gente viva a la sombra de la destrucción, como evidentemente sucede alrededor del volcán Galeras.

La construcción de árboles de eventos¹ son soportes útiles para discutir las probabilidades de posibles resultados de disturbios volcánicos. Cada bifurcación del árbol conduce a un evento anterior necesario para llegar a un resultado más específico, en este caso frente a una erupción de flujos piroclásticos. Si los procesos son mal entendidos y soportados, las posibles estimaciones pueden ser completamente empíricas, utilizando observaciones del pasado y actividad actual y asumiendo que el futuro imitara este pasado o continuará la tendencia en la que se encuentra. Si los procesos son bien soportados y bien entendidos, las probabilidades pueden ser estimadas por un modelo teórico, subjetivamente, o por simulaciones numéricas.

Los modelos de dispersión de caída de ceniza (en este caso, planteamiento teórico, matemático y simulación numérica) pueden ser usados para predecir las áreas que probablemente pueden ser afectadas y para reconstruir la dinámica y condiciones medioambientales de pasadas erupciones basados en las características de la dispersión de los depósitos.

Otro de los objetivos fundamentales del modelamiento de la caída de tefra es que sea capaz de interpretar cuantitativamente las características de dispersión de los depósitos de caída. El espesor, la distribución, el tamaño del grano y relaciones estratigráficas del depósito, contienen valiosa información acerca de la erupción y las condiciones medioambientales en el tiempo del evento. Esta información puede ser extractada de los depósitos si el modelo es fiable. La aplicación de estos modelos puede ser usada para evaluar la conducta de una pasada erupción volcánica y proveer información acerca del futuro riesgo potencial en una renovada actividad. Esta aproximación puede llevar al entendimiento en la conducta de las erupciones explosivas donde ha faltado en observaciones históricas.

Una vez conocida la gran heterogeneidad que exhibe el volcanismo, es claro que la misma debe tener su contraparte en los potenciales peligros. Se reiteran entonces los conceptos de riesgo y de peligrosidad (amenaza) (Newhall, 2001). El primero implica la existencia de un daño sobre la población y la posibilidad de que este sea cuantificado, mientras que el segundo se refiere a la potencialidad de ocurrencia de un fenómeno natural debido a la existencia de condiciones geológicas y naturales, independientemente de la presencia o no de gente. En este trabajo se presenta el modelamiento numérico de la caída de ceniza originado por una posible erupción del volcán Galeras cuyas condiciones iniciales son conocidas, afectado por la incidencia del viento en su dispersión; el modelo es válido para columnas eruptivas fuertes (Sparks et al., 1997, Bonadonna y Phillips, 2003, Bursik et al., 1998) sin considerar el reingreso de material. Se realiza su validación comparando resultados con datos de campo producidos por el volcán

¹ Un árbol de eventos es la representación gráfica de eventos en la que cada bifurcación es un paso lógico para la prioridad general de un evento a través de cada vez más eventos subsecuentes específicos (resultados intermedios) a resultados finales. (Newhall, 2001).

Galeras y el volcán Montserrat y con el modelo realizado por Costanza Bonadonna y Jeremy C. Phillips (Bonadonna y Phillips, 2003); finalmente, se presenta el cálculo de la amenaza probabilística de la dispersión y caída de ceniza en una posible erupción del volcán Galeras.

1. MODELOS DE CAÍDA DE CENIZA PARA ERUPCIONES EXPLOSIVAS

Los métodos de análisis de la mecánica de fluidos se basan en los postulados fundamentales de la física, en las técnicas de análisis matemático y en resultados experimentales permitiendo establecer ecuaciones de naturaleza general. Durante muchos años los métodos de análisis se basaron en el estudio del equilibrio dinámico de volúmenes de control infinitesimales y en el movimiento individual de las partículas. Las ecuaciones obtenidas de esta forma de análisis son de tipo diferencial y permiten obtener soluciones para casos particulares, sin importar la complejidad ni la diversidad de condiciones de frontera que se encuentren en la práctica. Actualmente el enfoque de la mecánica de fluidos está basado en el uso de herramientas como los elementos finitos (Zienkiewics, O., Taylor. R., 1994).

Las leyes físicas primeras que sirven de partida para la elaboración de los modelos de dispersión de ceniza debido a erupciones volcánicas son la difusión, la convección natural o libre y la advección o convección forzada. La convección natural o libre es la masa que se transporta por la velocidad del flujo causado por inestabilidades en la temperatura, por ejemplo, un flujo caliente por debajo de un flujo frío; y la advección o convección forzada es la masa transportada por la velocidad del flujo, originada por gradientes de esfuerzos cortantes, elevación o presión impuestos al campo del flujo. (Streeter et al., 2000).

La caída de ceniza ha sido simulada usando modelos de advección-difusión bidimensionales y tridimensionales, que toman en cuenta el transporte por el viento y la turbulencia de la atmósfera (Carey, 1996). Estos modelos pueden acoplarse con observaciones meteorológicas para dar predicciones de las zonas afectadas por el viento y las áreas donde se deposita la tefra. En áreas próximas, los modelos de dispersión han contado con tratamientos teóricos de estructura de la columna eruptiva y la dinámica es una base para el entendimiento del transporte y el curso de los depósitos de tefra. Los datos de espesor de los depósitos de ceniza también pueden ser usados para estimar la altura de la columna eruptiva aplicando un modelo de sedimentación de partículas desde la parte superior de la región afectada por la columna eruptiva.

El intento por modelar cuantitativamente este complejo proceso volcánico se ha conducido por diferentes objetivos. Un objetivo es la construcción de un modelo que pueda ser usado para predecir la caída de ceniza en tiempo real durante una erupción volcánica. Este modelo podría ser útil para alertar las áreas bajo probable peligro impidiendo la amenaza asociada con caída de ceniza. Un segundo objetivo es derivar información cuantitativa acerca de registros de

erupciones basadas en las dimensiones de los resultados de los depósitos de caídas.

Los modelos se han vuelto más complejos a través de los años pero esto es instructivo para entender la evolución de la manera en que el proceso de caída de cenizas ha sido evaluado y modelado.

Actualmente, estos modelos se pueden agrupar en dos partes, en modelos tempranos y modelos de advección-difusión (Carey, 1996). Cada uno de estos, tiene en cuenta fases, propiedades y características de las partículas a analizar, y según el modelo utilizado se aplica ciertas restricciones para simplificar su desarrollo y poderse realizar.

Los modelos cuantitativos tempranos para simular la caída de ceniza proveniente de erupciones explosivas evolucionaron parcialmente de estudios para predecir la dispersión de material procedente de explosiones nucleares (Carey, 1996).

Hopkins y Bridgman (Carey, 1996) desarrollaron un complejo modelo para evaluar la caída de tefra del volcán Santa Helena. Ellos usaron un proceso de dos pasos para modelar los ejes de dispersión y la distribución de masa por caída de tefra transportada por el viento. En el primer paso se calculó la trayectoria de 20 partículas de diferentes tamaños y conectaron su posición final en la tierra por una simple curva. Esta curva es referida como línea central y representa el trazo del eje de dispersión principal. Los cálculos de la trayectoria fueron basados en la altura de inyección de las partículas, su establecimiento de velocidades, y un predefinido campo de vientos. La altura de inyección se basó en un código numérico que predice la distribución del tamaño de partículas en función de la altura en nubes de explosiones nucleares. Las velocidades establecidas fueron evaluadas en función de la altura atmosférica basadas en el método de Davies McDonald (Carey, 1996).

Para modelar la variación de la fuerza del viento en dirección lateral y vertical, utilizaron coeficientes espectrales obtenidos por The National Meteorological Center de Estados Unidos. Los coeficientes espectrales pueden ser usados para calcular los componentes del vector del viento en cualquier latitud y longitud y a lo largo de 12 diferentes alturas en la atmósfera. Se puede interpolar para calcular elevaciones y tiempos intermedios. Esta técnica es muy poderosa para rastrear y modelar con precisión la trayectoria de la tefra expulsada.

El segundo paso en el modelo de Hopkins y Bridgman es la distribución de la masa de tefra en la advección de las nubes sobre el terreno. Como la nube se transporta por el viento se extiende lateralmente y esto es asumido como función de distribución horizontal ($f(x, y, t)$) y cualquier punto (X, Y) a lo largo de la línea central puede ser descrita como una función normal bidireccional.

$$f(x, y, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x(t)} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-X}{\sigma_x(t)}\right)^2\right] \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y(t)} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y-Y}{\sigma_y(t)}\right)^2\right] \quad (1)$$

Donde $\sigma_y(t)$ es la variación de desviación direccional normal del tiempo. Una solución analítica para la deposición de tefra A en (ML⁻³), basada en la función de distribución horizontal, una distribución de frecuencias de tamaños de masa, M(r_p), y la masa total eruptada, M_t , pueden ser expresados como sigue:

$$A = M_t \left[M(r_p) \left| \frac{dr_p}{dt} \right| \right] \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{xV_y - yV_x}{\sigma_y}\right)^2\right] \quad (2)$$

Donde Vx y Vy son los vectores de velocidad del viento desde el volcán hasta la línea central, y r_p es el radio de la partícula. Esta ecuación es usada para calcular la acumulación de tefra en puntos (x, y) bajo el viento del volcán.

La nueva generación de modelos de dispersión pueden ser mejor descritos como modelos de advección-difusión, estos reproducen a gran escala los rasgos de las regiones de caída de tefra. Suzuki (Carey, 1996) desarrollo un modelo de difusión bidimensional para la caída de tefra basado en la difusión de las partículas de la columna eruptiva, advección horizontal por la circulación de la atmósfera, la difusión horizontal de partículas por la turbulencia de la atmósfera, y el asentamiento de partículas por la gravedad. La base de los componentes de difusión atmosférica del modelo es la ecuación de Casanady para difusión en vientos de velocidad uniforme.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = u \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (3)$$

Donde C es la concentración de difusión de la sustancia (ML⁻³), K la difusividad (L² T⁻¹) y u es un vector de la velocidad del viento (LT⁻¹).

Un factor clave en todos los modelos de caída de tefra es el cálculo del establecimiento de velocidad de asentamiento de la partícula. Suzuki usó datos experimentales de Wilson y Huang para construir una relación para la velocidad de asentamiento de la tefra (Vs), es función del tamaño de la partícula, pendiente y densidad:

$$V_s = \frac{\rho_p g d^2}{9n_a F^{0.32} + \sqrt{81n_a^2 F^{0.64} + \frac{3}{2} \rho_a \rho_p d^3 \sqrt{1.07 - F}}} \quad (4)$$

Donde μ es la viscosidad del aire, ρ_a es la densidad del aire, d es el diámetro de la partícula, ρ_p es la densidad de la partícula, g es la aceleración debida a la gravedad y F es el factor de forma del piroclasto (adimensional). El tiempo total de caída, t_f , para una partícula de un cierto tamaño puede ser calculado usando:

$$T_f = 0.752 \times 10^6 \left[\frac{1 - \exp(-0.0625z)}{v_{ss}} \right]^{0.926} \quad (5)$$

Donde t_f se expresa en segundos, z es la altura inicial en Km., y v_{ss} es la velocidad de asentamiento final de una partícula a nivel del mar.

La fuente de parámetros para el modelo de Suzuki consiste en una densidad de probabilidades de difusión que es función de la altura de la columna eruptiva y es relacionada a la velocidad vertical. Se asume que la columna es un abanico de pendientes con un continuo decrecimiento en la velocidad vertical con incremento en la altura y la distribución de partículas, dentro de la columna son descritas por la ley de distribución de Rosin. Una limitación del modelo de Suzuki es que este no se basa en ningún modelo real para la estructura o dinámica de la columna eruptiva.

Glaze y Self (Carey, 1996) modificaron el modelo de Suzuki para tener en cuenta los cambios en la velocidad del viento y dirección con respecto a la altitud (Carey, 1996). Para lograr esto, esta ecuación debe definir la concentración de partículas en cualquier tiempo (t) y posición (x, y) dentro de un plano de difusión horizontal, dividiéndose en varias integrales. Cada una de estas integrales que evalúa los cambios en la concentración de partículas es función del tiempo dentro de un intervalo específico de alturas donde se definen la velocidad y dirección del viento.

Armienti desarrollo un modelo de advección-difusión tridimensional muy similar al modelo de Suzuki (Carey, 1996). Armienti empleó una ecuación de continuidad para el sistema asumiendo vientos con solo menores componentes verticales y que son constantes en el plano horizontal. Bajo estas condiciones la ecuación de continuidad puede ser expresada como:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_x \frac{\partial C}{\partial x} + U_y \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(v_s C) = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + Q_m \quad (6)$$

Donde C es la concentración de partículas, U_x, U_y , es la componente horizontal del viento en la dirección x, y , v_s es la velocidad de asentamiento de la partícula, K_x, K_y, K_z , son valores la de difusividad en las direcciones x, y, z , Q_m es la concentración de masa de partículas entrando al sistema.

En otro esquema de modelamiento se tiene en cuenta que para partículas grandes, la fricción en la superficie es pequeña comparada con la fuerza de

inercia requerida para acelerar el aire para acomodar la partícula, y la velocidad de caída es por consiguiente controlada por la inercia. En este caso, C_d que es el coeficiente de arrastre de la partícula y es función del número de Reynolds, se aproxima a un valor constante cercano a 1. Después de hacer sustituciones en ecuaciones y reestructurarlas, Sparks et al., (1997), concluyeron que la velocidad final para una partícula esférica de diámetro d , es aproximada por:

$$V_s = \left(\frac{4}{3} \frac{d(\sigma - \rho)g}{C_d \rho} \right)^{1/2} \quad (7)$$

Donde σ es la densidad de la partícula, ρ es la densidad del ambiente, d es el diámetro de la partícula, C_d es el coeficiente de arrastre y g es la aceleración debida a la gravedad.

El modelamiento inverso consiste en utilizar valores que se han tomado de depósitos de caída de ceniza, como espesores, densidades, tamaños y reemplazarlos en los modelos de dispersión, se acoplan los valores hasta que los resultados del modelo sean congruentes y los depósitos generados sean lo más cercanos a la realidad; por consiguiente, como ya se logró reproducir este depósito se puede leer en el modelo cuales fueron las características y parámetros de la erupción que le dieron origen, como la altura de colapso, la velocidad del viento y tamaño de las partículas; al realizar esta comparación se verifica la validez del modelo.

En la actualidad existe la tercera versión del Mapa de Amenaza Volcánica del Galeras (Hurtado y Cortés, 1997), donde se muestra un mapa de amenaza por caída de ceniza de las erupciones ocurridas en el año de 1993, realizado utilizando información referida a dirección y velocidad del viento de las estaciones meteorológicas de Obonuco (a 6 Km. Aproximadamente del volcán) y la estación de el Aeropuerto Antonio Nariño (a 20 Km. Aproximadamente) en los periodos de 1988 a 1995, y con base en los depósitos encontrados.

2. VIENTO ATMOSFÉRICO

La naturaleza, caótica, de los fenómenos que intervienen en los movimientos de la atmósfera es tal que, localmente, las previsiones meteorológicas difícilmente pueden extenderse hasta más allá de unos pocos días, algo absolutamente ineficaz, por ejemplo, si el fin es conocer la máxima intensidad del viento a la que se verá expuesta una edificación durante su vida útil. En este segundo caso la aproximación habrá de ser de manera estadística (Meseguer et al., 2001, Newhall, 2001), y las predicciones deberán estar basadas en los registros de velocidades medios del pasado.

Desde el punto de vista de la Aerodinámica Civil no es imprescindible conocer en detalle la configuración general de los vientos en la superficie terrestre, pues el interés está más centrado en el conocimiento de aspectos muy locales del viento (generalmente referidos al lugar donde se ubica el objeto sobre el que se desean conocer las cargas producidas por el viento) que en las particularidades del movimiento de la atmósfera a escala planetaria

2.1 ESCALAS DE LOS MOVIMIENTOS ATMOSFÉRICOS

Las estaciones meteorológicas por lo general están separadas unas de otras por decenas de kilómetros, por lo que remolinos o brisas locales son demasiado pequeños para ser medidos por los instrumentos convencionales y no aparecen representados en las cartas de tiempo. Pero la carta sinóptica (en donde los datos de presión en superficie se dibujan por medio de isóbaras sobre mapas) puede mostrar los patrones de tiempo de gran escala, tales como aquellos asociados a los ciclones y anticiclones. También se puede distinguir claramente la duración de estos fenómenos, ya que los pequeños remolinos en general son de corta duración, mientras que los grandes sistemas de vientos pueden durar varios días (Inzunza, 2003). Los movimientos atmosféricos se pueden producir en distintas escalas de tiempo y espacio. Es posible reconocer algunas escalas típicas, que definimos a continuación.

2.1.1 Macroescala o escala planetaria: En esta escala se encuentran los más grandes patrones de viento, como los alisios en latitudes tropicales, con dirección predominante del este, o los vientos del oeste en latitudes medias. El flujo se produce alrededor de todo el globo y puede durar semanas con pocos cambios.

2.1.2 Escala sinóptica: Es la que se representa comúnmente en las cartas sinópticas. Sus dimensiones son de cientos a miles de kilómetros y la duración de los eventos del orden de días a 1 - 1½ semana. Los ciclones y anticiclones de

latitudes medias, que tienen un movimiento medio en dirección oeste - este, caen en esta escala.

En estas dos escalas los movimientos son predominantemente horizontales, casi sin movimiento vertical.

2.1.3 Mesoescala: Los movimientos en esta escala se producen en áreas más pequeñas del orden de 100 Km. o menos, y su duración típica es de horas a 1-2 días. Se encuentran en esta escala los vientos que se producen en áreas costeras o brisas de mar y tierra y vientos en zonas montañosas o brisas de valle – montaña. Aquí los movimientos verticales pueden ser de gran magnitud.

2.1.4 Microescala: Movimientos de pequeñas dimensiones y muy corta duración, generalmente caóticos, como remolinos de polvo o turbulencia, con movimientos verticales muy intensos.

En la tabla No. 4 se resumen las distintas escalas de los movimientos atmosféricos.

Tabla No. 4. Resumen de las escalas de los movimientos en la atmósfera.

Escala	Dimensión Espacial	Dimensión Temporal	Algunos eventos
Planetaria	Miles de kilómetros a todo el globo	Semanas a meses	Alisios, vientos del oeste, ondas planetarias
Sinóptica	Cientos a miles de Kilómetros	Días a semanas	Ciclones, anticiclones, frentes, huracanes
Mesoescala	uno a cientos de kilómetros	1 hora a 2 días	Brisas de mar, montaña, tormentas, tornados
Microescala	cm. a metros	Minutos	Turbulencia, remolinos, ráfagas de polvo

El viento en la atmósfera es la consecuencia de los desequilibrios que se producen en la misma debidos a que, por el movimiento de rotación de nuestro planeta el Sol no calienta uniformemente a la tierra y a su atmósfera. Aunque el sol es la fuente primaria de energía para todos los movimientos que ocurren en la atmósfera terrestre, el calentamiento de la atmósfera es debido principalmente al

calor radiado por la tierra (Meseguer et al., 2001). El aire atmosférico es más caliente cerca de la superficie terrestre que en la altura, disminuyendo la temperatura del aire con la altitud en los primeros kilómetros de la atmósfera (la troposfera) a razón de unos $6.5\text{ }^{\circ}\text{K/Km.}$, hasta que se alcanza la tropopausa, que es la región que marca el límite entre la capa inferior de la atmósfera, la troposfera, y la inmediatamente superior, la estratosfera, que es donde se encuentra la capa de ozono y donde la temperatura primero permanece constante y después aumenta con la altitud.

En la figura No. 1 se muestran los perfiles típicos de variación de la temperatura con la altitud en la troposfera tropical, en la polar y en la atmósfera estándar.

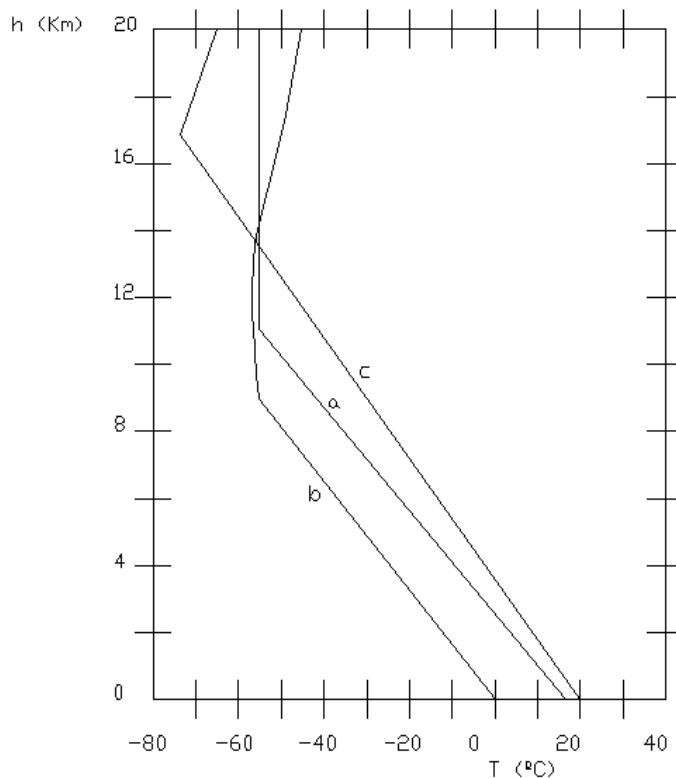


Figura No. 1. Variación con la altitud h , de la temperatura, T , del aire atmosférico: (a) atmósfera estándar, (b) en los polos y (c) en el ecuador (Meseguer y otro, 2001). Tomado de Meseguer, et. Al., (2001).

Para explicar de forma apropiada los movimientos del aire en la atmósfera es preciso formular en primer lugar un modelo termodinámico, aunque sea aproximado, pues la distribución de la temperatura del aire en la atmósfera

depende de múltiples factores tales como la radiación solar y la radiación terrestre, la radiación emitida por la propia atmósfera, los efectos de compresión y expansión, los fenómenos de conducción, evaporación y condensación del vapor de agua, etcétera. En lo que sigue sólo se exponen unos pocos conceptos básicos sobre el movimiento del aire en la atmósfera terrestre, describiendo el fenómeno a escala planetaria, y ciertos detalles locales de los vientos más significativos.

2.2 CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA

Se llama circulación general de la atmósfera al sistema de vientos de escala planetaria, que los conocemos en base a dos fuentes: con valores de presión y viento observados en todo el mundo y por estudios teóricos de la dinámica de fluidos geofísicos (Inzunza, 2003). El modelo primitivo mas elemental de circulación global sugiere la existencia de una sola celda de circulación vertical llamada Celda de Hadley (Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003) en honor a George Hadley (1795 – 1868), quien fue el primero en desarrollar este modelo clásico. Hadley pensaba que solo la energía solar conducía los vientos y propuso que las mayores temperaturas del ecuador respecto a los polos deberían crear una circulación térmica, con movimiento en superficie de aire frío desde los polos hacia el ecuador. En el ecuador el aire caliente y menos denso debe ascender, durante el ascenso el aire se va enfriando, por lo que en las capas superiores se comienza a mover hacia los polos, donde el aire frío y más pesado debe descender sobre los polos, como se muestra en el esquema de la figura No. 2; pero esto no es así.

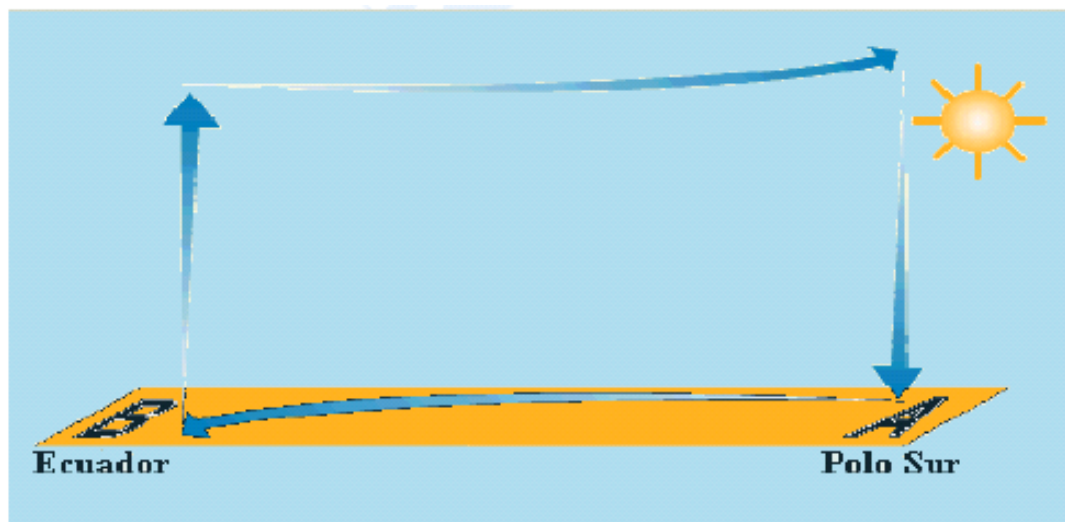


Figura No. 2. Esquema del primitivo modelo de circulación de Hadley. Tomado de Inzunza, (2003).

Un modelo simple mas realista de circulación global explica como debe mantenerse el balance de calor producido por el calentamiento diferencial ecuador - polo, considerando que la Tierra está en rotación, el esquema se observa en la figura No. 3. Es un modelo idealizado en el que se distinguen tres celdas de circulación vertical y los vientos resultantes en superficie, como se describe a continuación.

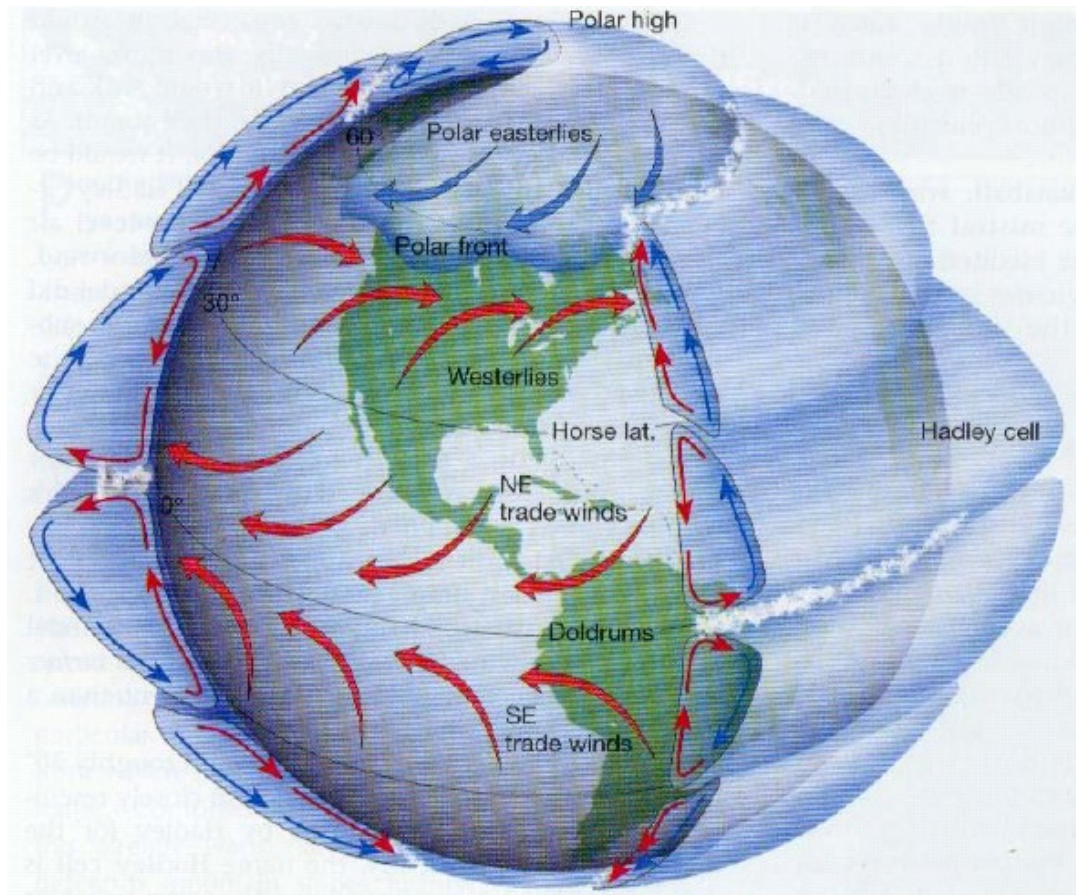


Figura No. 3. Esquema de la circulación general de la atmósfera. Tomado de Inzunza, (2003).

2.2.1 Celda de Hadley

Entre el ecuador y aproximadamente los 30° de latitud sur y norte, se produce una circulación vertical que mantiene el nombre de celda de Hadley (figura No. 3.). En el Ecuador el aire más cálido que se eleva, se condensa liberando calor latente y formando grandes cúmulos y cumulonimbus que producen abundante precipitación, que mantienen la densa vegetación de las selvas tropicales.

El aire de niveles superiores en esta celda, se mueve hacia los polos y entre 25-35° de latitud sur y norte se produce subsidencia por dos razones: (1) el flujo asciende siempre desde la tormentosa región ecuatorial, donde la liberación del calor latente de condensación mantiene el aire cálido, pero en el tope de las nubes el enfriamiento radiativo aumenta la densidad del aire superior, que comienza a moverse hacia los polos y a descender hacia superficie; (2) debido a que el efecto de Coriolis se hace mas fuerte cuando nos alejamos del ecuador, los vientos en altura que inicialmente se movían hacia los polos, son desviados en dirección aproximadamente oeste a este cuando alcanzan la latitud de 25°, así se restringe el flujo del aire hacia los polos. Como resultado de ambas causas se produce subsidencia en la zona entre 25-35° de latitud. Esta subsidencia, por la liberación de la humedad cerca del ecuador, es de aire muy seco, y por el efecto de calentamiento adiabático durante la compresión por el descenso del aire, más se reduce la humedad relativa. En estas regiones de subsidencia se encuentran los grandes desiertos subtropicales del mundo: el desierto de Atacama en Chile considerado el más seco del mundo, el vasto desierto del Sahara del norte de África, el de Namibia del suroeste de África, el gran desierto Australiano, el de Baja California del suroeste de Estados Unidos.

En el centro de estas zonas de subsidencia los vientos son leves y variables, se conoce como la zona de las latitudes de los caballos, nombre puesto por los antiguos marinos en los años 1500, que en ocasiones hacían grandes comercios de caballos entre Europa y América (recién descubierta). Desde 30° de latitud el flujo se separa en una rama hacia el ecuador y otra hacia los polos. El flujo de superficie hacia el ecuador es desviado por la fuerza de Coriolis, generándose los vientos alisios o trade winds, así llamados por los primeros navegantes de esos mares que comerciaban (trade) entre el viejo y nuevo continente, haciendo uso de estos vientos, que tienen la característica de ser de intensidad moderada a fuerte y muy persistentes en dirección, por lo que son favorables para la navegación a vela. Los vientos alisios soplan del sureste en el hemisferio sur y del noreste en el hemisferio norte, convergiendo en el ecuador en una región con un gradiente de presión muy débil, llamada zona de calmas ecuatoriales (o doldrums).

2.2.2 Celda Polar

El aire frío de niveles superiores en las zonas polares, genera subsidencia sobre los polos, produciendo por compresión altas presiones en superficie y divergencia. A su vez la divergencia produce un flujo de aire en superficie desde los polos hacia latitudes subpolares, que es desviado por la fuerza de Coriolis, generando un sistema de vientos conocidos como los estes polares, entre los polos y los 60° de latitud. Alrededor de los 60° de latitud se produce convección y flujo hacia los polos en altura, cerrándose una celda de circulación directa que se le llama celda Polar (Inzunza, 2003).

2.2.3 Celda de Ferrel

Desde la celda de Hadley, por la divergencia en latitudes medias, la rama del flujo en superficie que se separa hacia los polos, es desviado por el efecto Coriolis, produciéndose una fuerte componente hacia el oeste, generando un sistema de vientos conocidos como los vientos del oeste o westerlies. Estos vientos del oeste son más variables en intensidad y dirección y son de la mayor importancia en el mantenimiento del balance de calor a nivel global. Por otra parte, desde la celda polar se tiene un flujo de aire polar frío en superficie hacia latitudes subpolares, con importante componente del este. Este aire polar frío, se encuentra con los vientos del oeste más cálidos de latitudes medias, produciéndose, al contrario de lo que ocurre en la región de convergencia de las calmas ecuatoriales, una región de convergencia de vientos muy intensos y variables. A la que franja latitudinal de convergencia de ambos sistemas de vientos se le llama la región del frente polar.

Es la región más dinámica de la atmósfera, donde se desplazan de oeste a este, en promedio, los centros ciclónicos que se asocian a los sistemas frontales de latitudes medias, generando un tiempo con vientos muy intensos y variables, con abundante nubosidad y precipitación. En la región del frente polar se produce convección desde superficie y en altura flujo mas frío hacia el norte, que desciende en la zona de subsidencia de latitudes medias, cerrándose una celda de circulación, llamada celda de Ferrel (Inzunza, 2003), que se desarrolla aproximadamente entre 30° - 60° de latitud. Observamos que la celda de Ferrel es indirecta porque el aire cálido es forzado a descender en latitudes subtropicales en torno a los 30° y a moverse en superficie desde latitudes subtropicales más cálidas hacia zonas subpolares más frías, donde el aire frío es forzado a elevarse.

Como depende del comportamiento de los sistemas frontales, su estructura es muy irregular, desapareciendo en ocasiones y volviéndose después a formar, y por ser indirecta, es muy inestable. En la figura No. 4 se muestra un esquema con un resumen de las celdas de circulación. En este esquema se muestra la celda de Ferrel bien estructurada, pero en la realidad no es así. Los símbolos CV y DV son convergencia y divergencia.

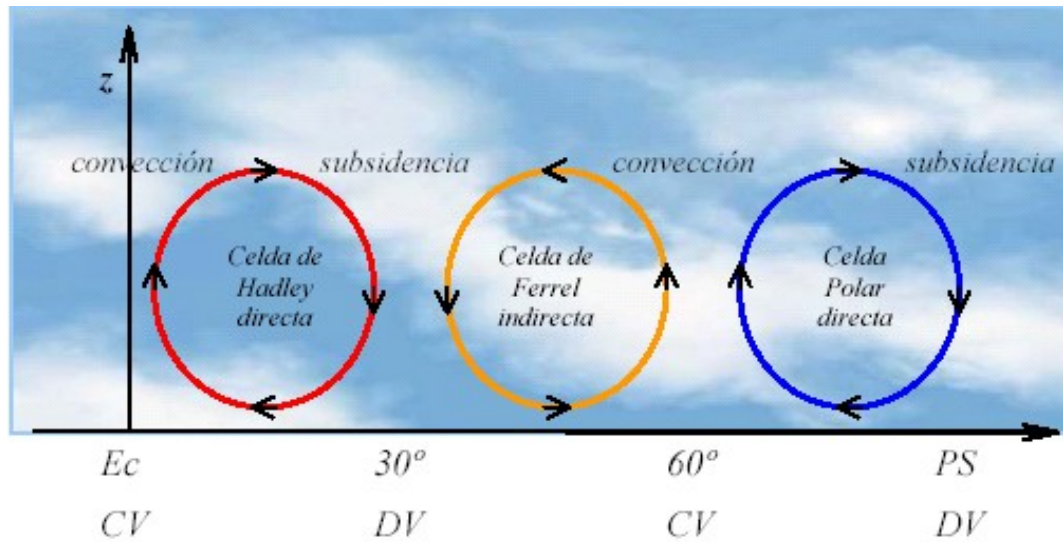


Figura No. 4. Celdas de circulación global. Tomado de Inzunza, (2003).

2.3 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE PRESIÓN

Los vientos en superficie están relacionados con la distribución de presión. En un modelo ideal de una Tierra en rotación, pero sin considerar la distribución de océanos ni continentes, se obtiene una primera aproximación de los campos globales de presión y de viento en superficie (Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003). En esas condiciones se distinguen cuatro franjas latitudinales de altas y bajas presiones en cada hemisferio, que se muestran en la figura No. 5a. Figura No. 5. Esquema de presión y viento en superficie sin (a) y con (b) distribución de océanos y continentes.

- Entre los trópicos se tiene una zona de bajas presiones ecuatoriales, donde convergen los vientos alisios del sureste y del noreste, produciendo movimientos ascendentes, con convección profunda y abundante nubosidad con precipitación continua e intensa. Esta región de encuentro de los alisios se conoce como la zona de convergencia intertropical (ZCIT).

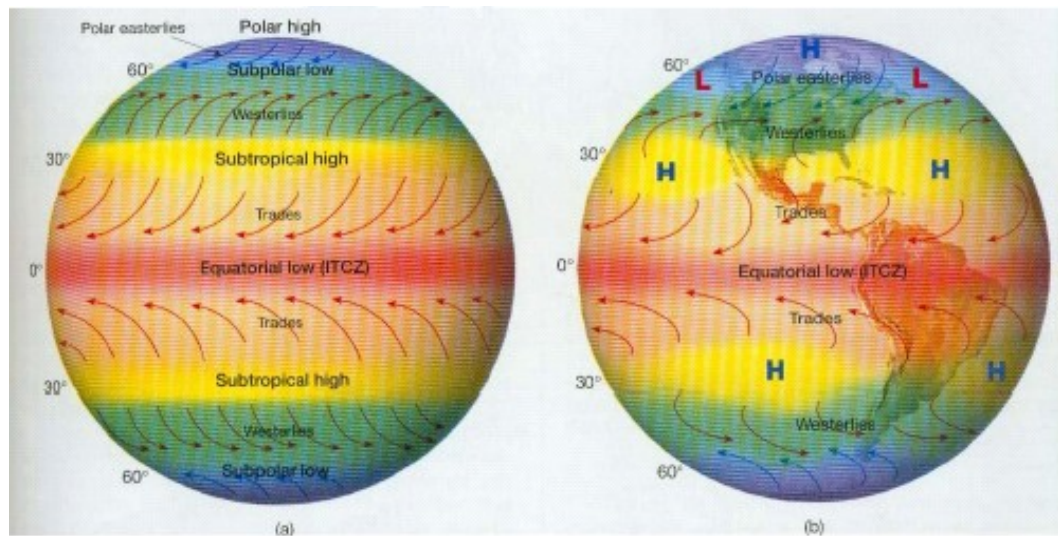


Figura No. 5. Esquema de presión y viento en superficie sin (a) y con (b) distribución de océanos y continentes. Tomado de Inzunza, (2003).

- Entre 25 y 35° de latitud, donde se originan los vientos alisios, se tiene la zona de altas presiones subtropicales. En esta franja se produce subsidencia y divergencia en superficie, los gradientes de presión son muy débiles por lo que los vientos son flojos y variables.
- Entre 45 y 60° de latitud se encuentra una franja de presiones muy bajas asociadas al frente polar, que se produce por convergencia de los vientos del oeste y los estes polares, en una zona conocida como bajas presiones subpolares o de ciclones migratorios.
- En las zonas polares se producen las altas presiones polares, de origen frío, región de nacimiento de los estes polares, por la divergencia en superficie.

En el esquema de la figura No. 6 se muestra en un corte meridional, la variación típica de presiones en superficie entre el ecuador y los polos, según la descripción anterior.

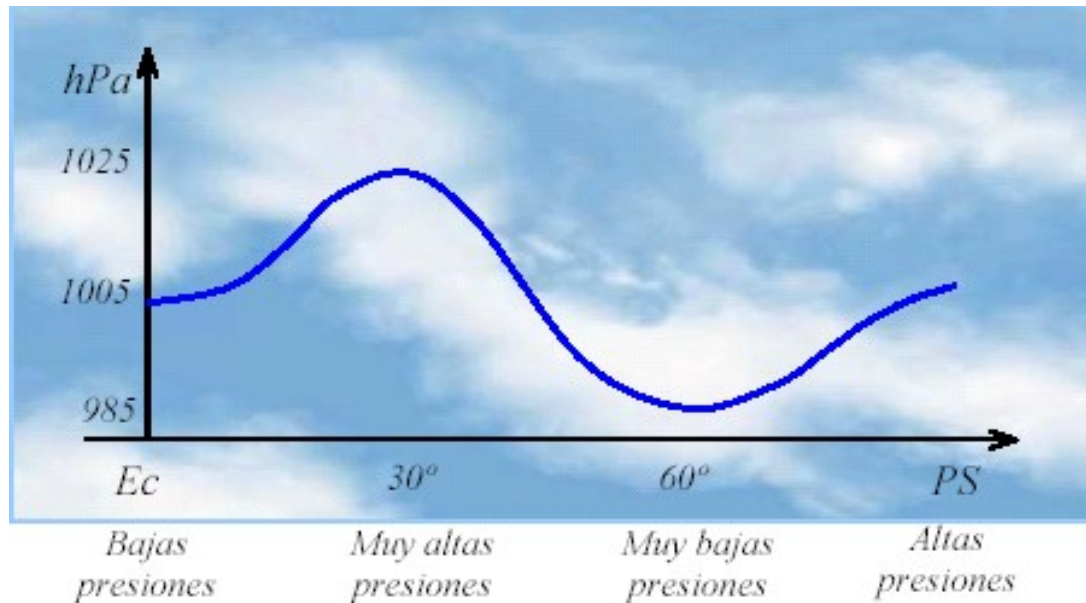


Figura No. 6. Esquema de la variación meridional de presión en superficie. Tomado de Inzunza, (2003).

Es claro que la situación real de una Tierra en rotación con distribución de océanos y continentes, modifica el modelo de presiones de superficie, (figura No. 5.b. y figura No. 7) de manera que en lugar de tener franjas latitudinales de presión, se producen celdas semipermanentes de altas y bajas presiones, como se muestra en la figura No. 5b (Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003). Además, las variaciones estacionales de temperatura modifican la intensidad de las presiones y su posición, a lo largo del año. El hemisferio sur es menos afectado por este modelo, especialmente entre 35° - 65° S, donde este hemisferio es casi todo océano (Inzunza, 2003).

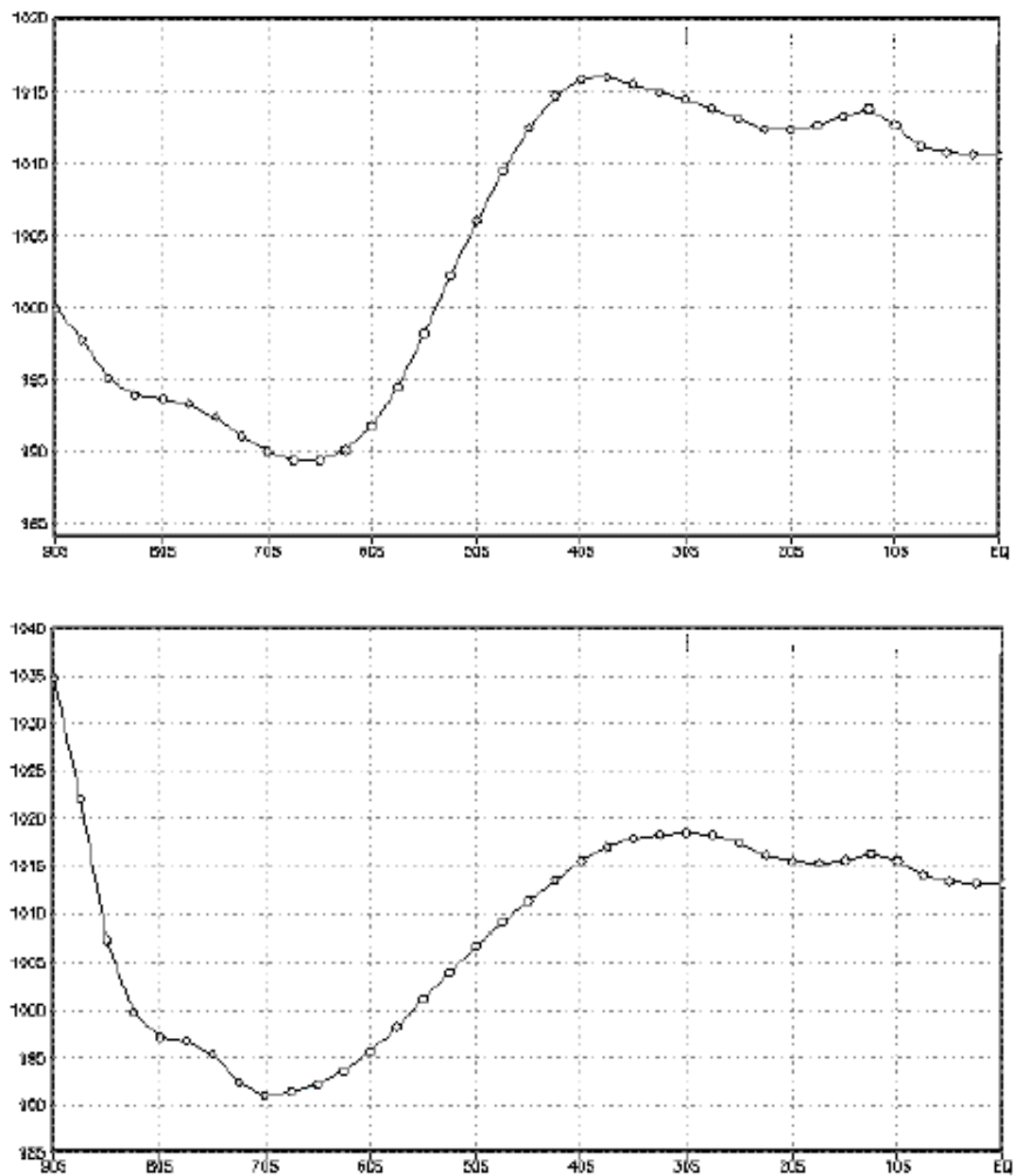
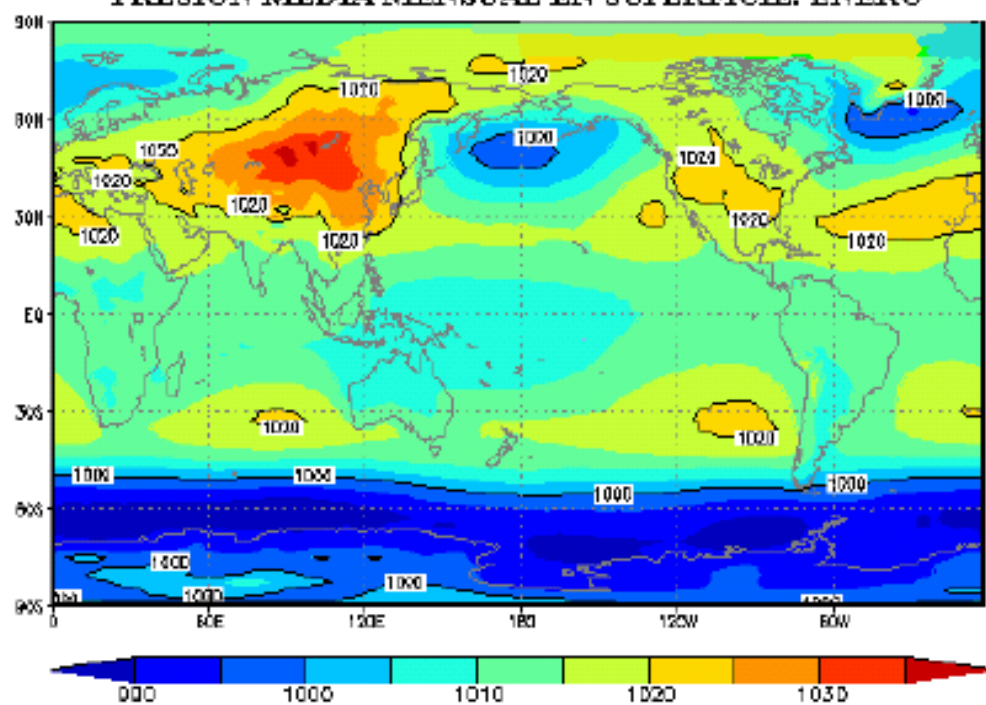


Figura No. 7. Corte meridional de presión ecuador – polo sur en 75° W: superior, enero; inferior, julio. Tomado de Inzunza, (2003).

En la figura No. 8 se muestra la presión media mensual en superficie.

PRESION MEDIA MENSUAL EN SUPERFICIE: ENERO



PRESION MEDIA MENSUAL EN SUPERFICIE: JULIO

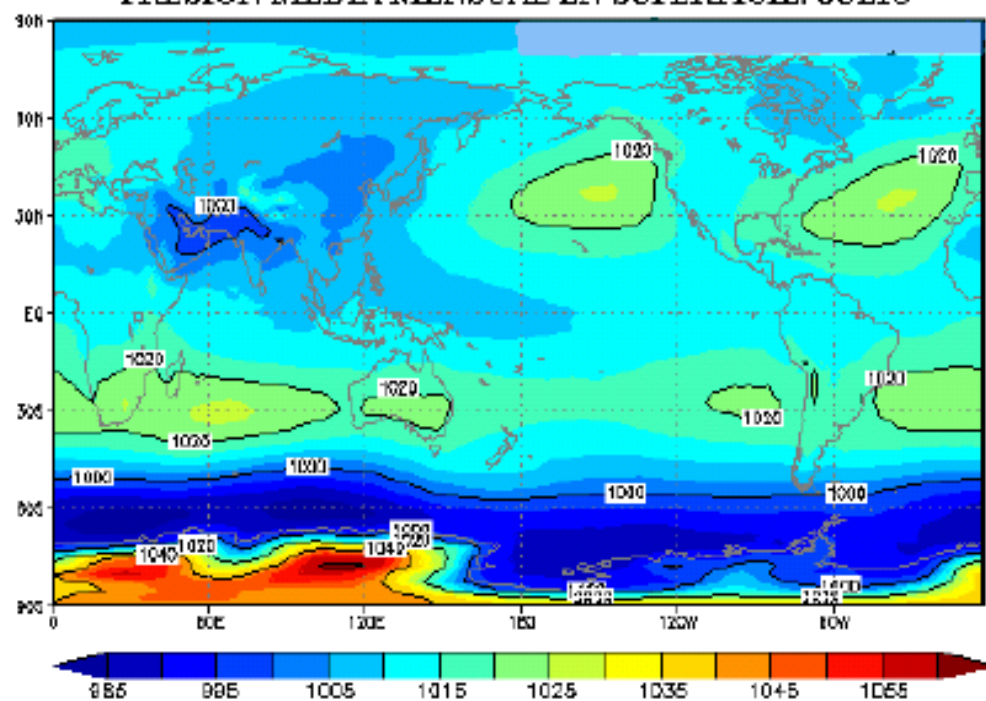


Figura No. 8. Presión media mensual en superficie. Tomado de Inzunza, (2003).

Estos mapas muestran en forma general celdas de presión cerradas en lugar de isobaras zonales. La principal característica de estos mapas son los centros de altas presiones conocidos anticiclones subtropicales semipermanentes de latitudes medias, así llamados porque en general climáticamente se alteran muy poco respecto al valor de su presión y de su posición media, aunque meteorológicamente pueden tener grandes variaciones.

Se encuentran centrados en los grandes océanos entre 28° y 34° latitud por lo que toman los nombres de los océanos sobre los cuales se ubican, y tienen mayor intensidad en los bordes orientales de los océanos. Estos sistemas son los que definen el clima de las costas occidentales de los continentes en latitudes medias. Ejemplo típico es el clima de la zona central de Chile, que esta regulado por el anticiclón subtropical del Pacífico sur, donde con predominio anticiclónico se produce buen tiempo con días soleados en cualquier época del año, pero en invierno las temperaturas pueden llegar a ser muy bajas en estas condiciones, por la pérdida de radiación terrestre nocturna combinada con flujo de aire frío desde latitudes subpolares, formándose una onda de frío polar.

En el lado ecuatorial de los anticiclones de ambos hemisferios, se observa el sistema de bajas presiones ecuatoriales, en la ZCIT, que regula el clima de latitudes tropicales.

En el lado polar de los anticiclones, se observa en la figura No. 7, el sistema de bajas presiones subpolares. En esta franja, meteorológicamente se producen centros cerrados de bajas presiones, conocidos como el cinturón de ciclones migratorios, que forman la región del frente polar, que acompañan en su movimiento a los sistemas frontales de mal tiempo y se caracterizan por ser muy dinámicos, manteniéndose en continuo movimiento alrededor del globo, en promedio de oeste a este. Alternados con los ciclones, se producen centros cerrados fríos de altas presiones, conocidas como altas subpolares frías, que en conjunto forman un dinámico sistema ondulatorio que rodea el globo. Cuando los ciclones migratorios se aproximan al continente, se puede anular el efecto de los anticiclones subtropicales, produciéndose lluvias y temporales.

Comparando las variaciones estacionales entre enero y julio, se observa una migración latitudinal de los centros de presión, siguiendo el movimiento aparente del Sol, encontrándose aproximadamente 5° de latitud más cerca del Ecuador en invierno que en verano, de acuerdo a las variaciones estacionales de temperatura (Inzunza, 2003). En el hemisferio norte las altas presiones sobre los océanos en invierno, son menores que en verano, pero las altas frías sobre los continentes son muy intensas, como la alta presión de invierno de Siberia, donde normalmente se registran los más altos valores de presión en superficie, dando promedios superiores a 1030 *hPa*.

Sobre la India en invierno (enero) se tienen altas presiones, pero en verano (julio) se desarrolla una baja muy profunda, generando sistemas de vientos conocidos como los monzones de invierno y de verano. El monzón de invierno (enero) es un viento norte desde la India hacia el Océano Indico, que transporta aire seco y frío generando un invierno seco en ese sector, y el monzón de verano (julio) transporta aire húmedo y cálido desde el Océano Indico hacia el continente, produciendo un verano muy lluvioso sobre la India y sur de Asia. El término monzón se usa para referirse a sistemas de viento que sufren una pronunciada inversión estacional en su dirección.

La distribución de océanos y continentes produce las mayores variaciones estacionales en dirección zonal (especialmente en el hemisferio norte), por los grandes contrastes y variaciones estacionales de temperatura entre los océanos y los continentes (Inzunza, 2003). Por ejemplo, sobre Sudamérica en verano, por el calentamiento en superficie, se desarrolla un sistema de bajas presiones continentales, que no se observa en invierno, época en la que se produce una tendencia a unirse los anticiclones del Pacífico Sur con el del Atlántico Sur, debido a que el continente sudamericano se encuentra más frío, generándose altas presiones continentales en superficie.

2.4 LOS VIENTOS DEL OESTE O THE WESTERLIES

Las observaciones aerológicas indican que en casi todas las latitudes, excepto en zonas ecuatoriales donde la fuerza de Coriolis es débil, el viento predominante en la troposfera media y superior es del oeste. Esto se puede explicar en términos de la variación vertical de presión con la latitud (Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003).

Recordemos que los vientos se producen por variaciones de presión, las que a su vez se producen por variaciones de temperatura. En el caso de los oestes, son producidos por el contraste de temperatura entre ecuador y polo. En la figura No. 9 se ilustra la distribución latitudinal de presión con la altura: en los trópicos cálidos la presión disminuye más gradualmente en la columna de aire, que en las zonas polares más frías y densas. Por lo tanto, en un mismo nivel, sobre los trópicos se tienen presiones más altas que en zonas polares. Esto produce en un nivel de altura fijo un gradiente de presión desde el ecuador hacia los polos. El aire tropical se movería hacia los polos por efecto de esta fuerza de presión, pero la fuerza de

Coriolis cambia la dirección del flujo. Cuando se alcanza el equilibrio entre ambas fuerzas, se produce el viento con una importante componente hacia el oeste, generándose los vientos del oeste o westerlies.

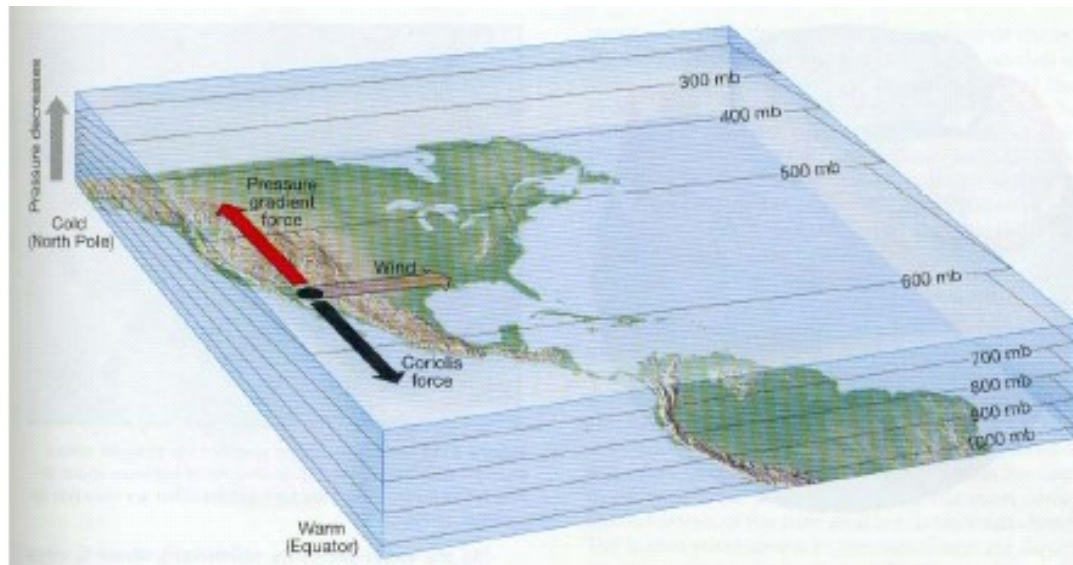


Figura No. 9. Esquema de la variación de presión con la altura y la latitud. Tomado de Inzunza, (2003).

2.5 LA CORRIENTE EN CHORRO O JET

Como el gradiente de presión ecuador - polo aumenta con la altura, la intensidad de los vientos del oeste aumenta. Inmerso en los oestes se producen angostas franjas de vientos muy intensos, que serpentean por miles de kilómetros de largo como ríos de aire, por esta analogía se les llama corrientes en chorro o jet (Inzunza, 2003). Se producen a alturas entre 7.5 a 12 kilómetros, con anchuras de entre 100 y más de 500 kilómetros, de espesor vertical 1 a 2 kilómetros, y la rapidez del viento puede ser entre 80 y mas de 200 Km./h (figura No. 10). Los aviones comerciales aprovechan esas fuertes corrientes para aumentar su rapidez y ahorrar combustible en los vuelos hacia el este alrededor del globo, pero en sentido contrario, o cuando tienen que enfrentarse a ellas para cruzarlas, las evitan por la fuerte turbulencia que podrían generar sobre el avión (Inzunza, 2003).

Las corrientes en chorro se producen cuando grandes contrastes de temperatura en superficie pueden originar mayores gradientes de presión en niveles superiores, y por lo tanto aumentan la rapidez del viento. Como los mayores

contrastes de temperatura se producen en las zonas frontales en latitudes medias se produce la corriente en chorro polar asociada al frente polar, que serpentea con movimiento neto de oeste a este, pero tomando a veces orientación norte – sur, como se ilustra en la figura 9, donde las líneas representan el movimiento del aire y la corriente en chorro la azul gruesa. Por ser frontal, no es continua en torno al globo, se interrumpe en las regiones donde no hay sistemas frontales, y tiene una migración norte - sur de invierno a verano; por esta migración y ubicación se le llama también corriente en chorro de latitudes medias y su intensidad es menor en verano por que el contraste térmico es menor en esta época. La corriente en chorro polar es una componente importante en regular el tiempo de latitudes medias y en proporcionar energía a los temporales de superficie, su identificación es parte importante del pronóstico del tiempo moderno. En latitudes subtropicales existe otra corriente en chorro subtropical, semipermanente, se produce sólo en invierno, entorno a 25° de latitud, alrededor de 12 kilómetros de altura, que es menos conocida.

2.6 LOS OESTES Y EL BALANCE DE CALOR

Se analiza la función de los vientos en mantener el balance de calor sobre la Tierra, por transporte de calor desde los trópicos hacia los polos.

Aunque el flujo cerca del ecuador es meridional, en otras latitudes es predominantemente zonal, por efecto de la fuerza de Coriolis. Entonces ¿cómo puede el viento zonal transportar calor desde el ecuador hacia los polos o frío desde los polos hacia el ecuador? Los estudios de viento en altura indican que los oestes se mueven en trayectorias ondulatorias alrededor del globo, que permanecen aproximadamente estacionarias. Estas se llaman ondas de Rossby (Inzunza, 2003), debido a que fueron descubiertas por el meteorólogo sueco Carl-Gustaf Rossby (1898-1957), quien contribuyó a fundar los pilares sobre los cuales descansa la dinámica de fluidos geofísicos.

Cuando se intensifican los contrastes de temperatura norte - sur, la amplitud de las ondas crece, el flujo del oeste se hace más ondulante y en ciertas regiones del globo adquiere componente norte – sur, como se observa en la figura No. 10. Esta situación continúa y las ondas se rompen en ciclones, donde se producen fuertes vientos norte - sur, transportando calor en dirección meridional, lo que reduce el contraste de temperatura, y después se restablece el flujo neto del oeste. Estos ciclos son consistentes con periodos alternados de temporales y de buen tiempo, con duración de una a varias semanas. De esta forma es como los vientos del oeste contribuyen a regular el contraste de calor global entre el ecuador y los polos.

2.7 VIENTOS GLOBALES Y CORRIENTES OCEÁNICAS

En la interfase océano - atmósfera, la energía del movimiento del aire se transmite al agua de mar por fricción. Así el esfuerzo del viento que sopla sobre los océanos produce el movimiento de la capa superficial de agua, por lo que existe una relación entre la circulación de la atmósfera y la circulación del océano.

Por el efecto de Coriolis, esas corrientes se desvían hacia los polos, formándose un movimiento en espiral, en sentido antihorario en el hemisferio sur, centrados en las cuencas de los grandes océanos, alrededor de los sistemas de altas presiones subtropicales.

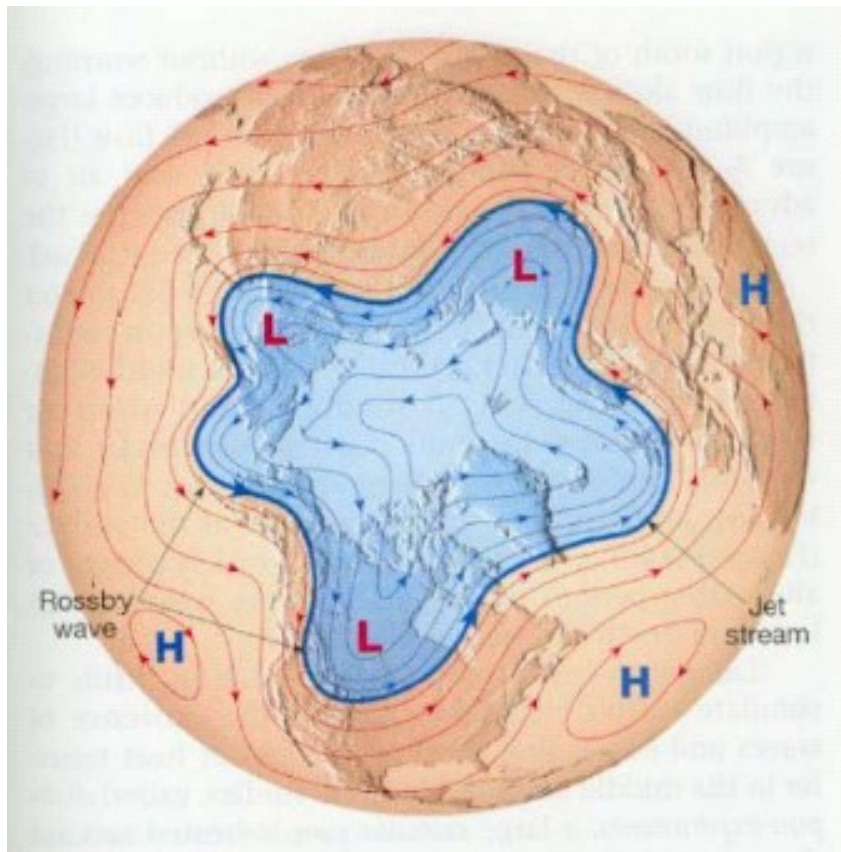


Figura No. 10. Esquema de la corriente en chorro. Tomado de Inzunza, (2003).

Las corrientes oceánicas tienen un importante efecto en el clima, por ejemplo las corrientes frías generan los desiertos tropicales a lo largo de las costas oestes de

los continentes. Los vientos del oeste sobre el Pacífico Sur generan la corriente de deriva del oeste de latitudes medias, que al llegar a Sudamérica, por efecto de Coriolis y del continente mismo, se desvía hacia el norte frente a Chile, como la corriente fría de Humboldt o de Chile – Perú (Inzunza, 2003). La aridez a lo largo de estas costas se intensifica debido a que el aire en capas planas es más enfriado por la surgencia costera o afloramiento de agua fría desde el fondo del océano hacia la superficie. Cuando esto ocurre, el aire se hace muy estable, evitando el movimiento ascendente necesario para producir nubes y precipitación. Esto ayuda a producir el desierto de Atacama, el más seco del mundo. Por otra parte, la presencia de las corrientes frías hace que la temperatura descienda a menudo hasta alcanzar el punto de rocío, resultando que las zonas costeras se caractericen por tener alta humedad relativa y se forme niebla. Las corrientes oceánicas también ayudan a mantener el balance de calor, transportando calor desde las zonas de exceso a las de déficit o viceversa; contribuyen con $\frac{1}{4}$ del total y la atmósfera con los $\frac{3}{4}$ restante.

Por las razones anteriormente expuestas, es notorio, que el viento tiene un papel fundamental en la dispersión del material procedente de una columna eruptiva, la dinámica de una pluma eruptiva depende fuertemente de la interacción con el campo de vientos atmosféricos ((Bonadonna y Phillips, 2003), es también el que principalmente determina el alcance que tendrá la ceniza para posteriormente depositarse en algún lugar; debido a esto, es apremiante modelar la acción del viento a los mismos niveles de altura que logre la columna eruptiva para tener una mayor aproximación a la realidad del evento; este modelo deberá ser acorde a la realidad del movimiento del viento en la región geográfica determinada.

3. MODELO DE VIENTO UTILIZADO

Como se explico anteriormente, el viento atmosférico no es uniforme con la altura (Bonadonna y Phillips, 2003, Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003). En el desarrollo de este trabajo, se tomó la dirección del viento de acuerdo a la rosa de los vientos realizada para la zona de amenaza del volcán Galeras, hecha con información de dirección de tres estaciones meteorológicas (estación de Obonuco, estación Aeropuerto Antonio Nariño y estación El Encano) en los periodos de 1974-2003, 1974-2003, y 1985-2003 respectivamente (Anexo A); se seleccionó estas estaciones porque el área que cubren las tres cubre el área de influencia del volcán Galeras, y el perfil de velocidades de viento, se hizo de acuerdo al modelo WM1 realizado por Carey y Sparks (Bonadonna y Phillips, 2003). El modelo WM1 (figura No. 11), asume un incremento lineal en la velocidad del viento arriba de la tropopausa y una velocidad constante del 75% de la velocidad de la tropopausa en la estratosfera. También, muestra similitud al promedio anual de particulares regiones geográficas como North Island en Nueva Zelanda, Los Azores y América central, motivo por el cual se optó utilizar este modelo. La velocidad del viento y la altura de la columna corresponden a la mayoría de los depósitos de caída de tefra reportados en la literatura (Bonadonna y Phillips, 2003).

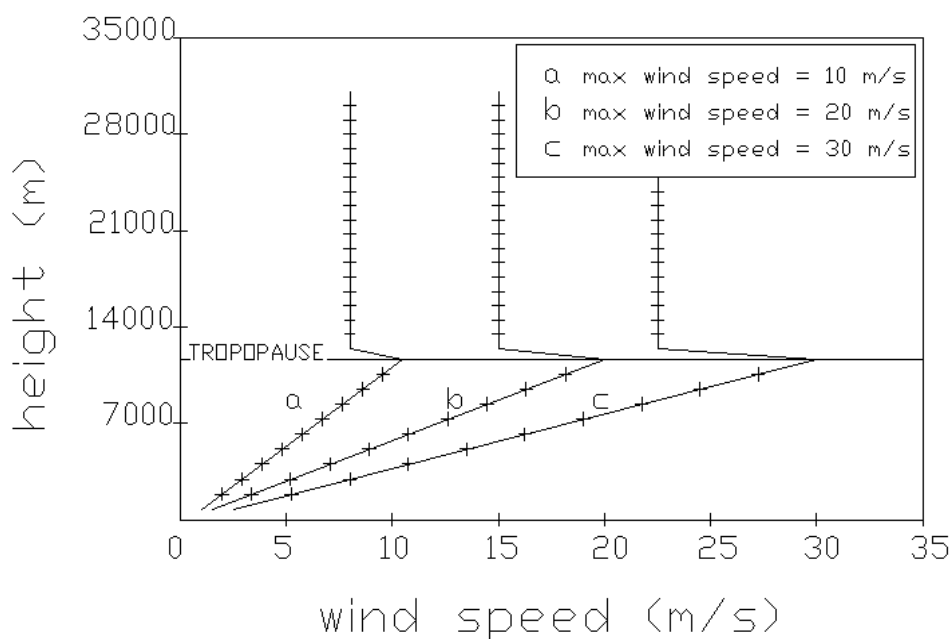


Figura No. 11. Modelo de velocidad del viento WM1. Tomado de Bonadonna y Phillips, (2003).

3.1 VELOCIDAD DEL VIENTO

De acuerdo a los datos de velocidades medias mensuales del viento medidos en las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y del Aeropuerto Antonio Nariño en los periodos de 1974-2003, 1985-2003, 1974-2003 respectivamente mostrados en el anexo A, suministrados por el IDEAM (2003), se observa que las velocidades son de comportamiento constante para cada mes a lo largo de todo el periodo medido en cada estación como se muestra en las figuras No. 12 y 13; la variación máxima presentada entre el valor máximo y el mínimo de velocidad media mensual durante todos los periodos y en cada estación de la cual se utilizaron datos, se presentó en el mes de junio en la estación de Obonuco siendo de 2.4 m/s y la mínima de 0.4 m/s en el mes de diciembre en la estación del Aeropuerto Antonio Nariño.

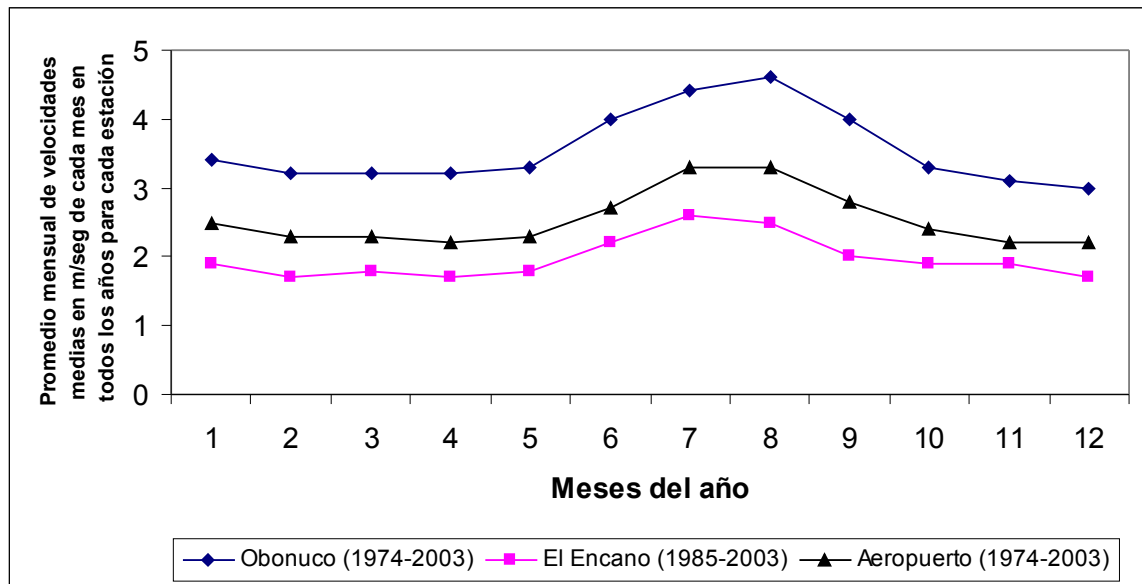


Figura No. 12. Promedio mensual de velocidades medias mensuales vs. Meses del año en las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y Aeropuerto Antonio Nariño.

En la estación de Obonuco la desviación estándar calculada utilizando el método no sesgada para los promedios mensuales de velocidades de viento es 0.549 y una varianza de 0.302, en la estación de El Encano la desviación estándar es 0.297, y una varianza de 0.088, y en la estación del Aeropuerto Antonio Nariño la desviación estándar es 0.407, y una varianza de 0.166.

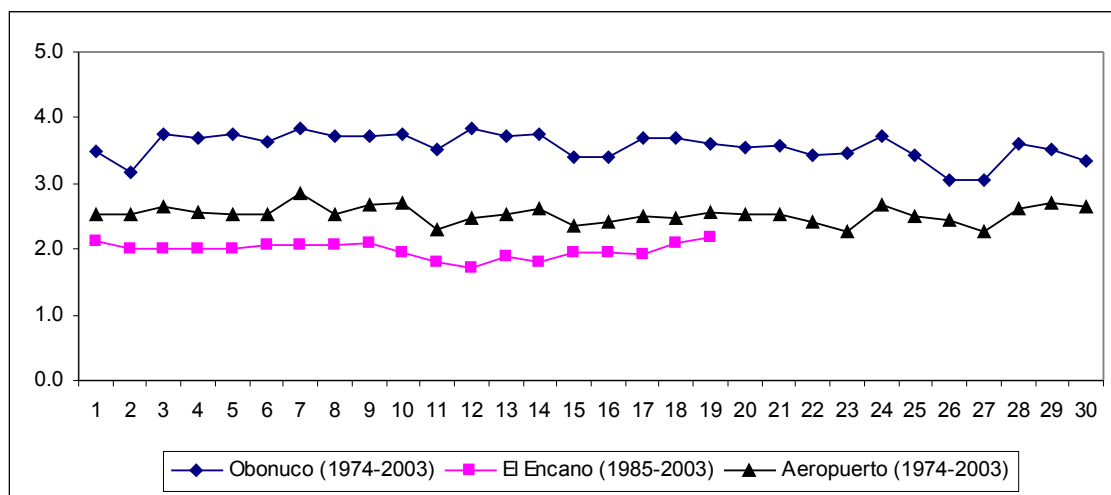


Figura No. 13. Promedio anual de velocidades medias mensuales vs. Número de años de registro en las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y Aeropuerto Antonio Nariño.

La desviación estándar de los promedios anuales de velocidades del viento en la estación de Obonuco es 0.208 y una varianza de 0.043, en la estación del Encano la desviación estándar es 0.118 y una varianza de 0.014 y en la estación Aeropuerto Antonio Nariño la desviación estándar es 0.134 y una varianza de 0.018.

Conforme a este análisis y al estudio de los datos de las estaciones, se ve que el rango de velocidades medias mensuales se acopla a las curvas a, b y c del WM1.

Por esta razón, En este trabajo, la caída y dispersión de la ceniza se modeló utilizando 0 m/s, 10 m/s, 20 m/s y 30 m/s, siendo valores de velocidad máximos para estos valores iniciales de velocidad (las velocidades medias mensuales de las estaciones meteorológicas) según el modelo WM1.

3.2 ANÁLISIS GENERAL DE VELOCIDADES

Las velocidades del viento, se agruparon en rangos, los cuales indican mayor o menor magnitud de velocidad; se clasificaron de acuerdo a una escala muy utilizada para estos propósitos, la llamada escala Beaufort (Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003).

3.2.1 Estación de Obonuco: En esta estación la mayor magnitud en la velocidad de los vientos se presenta en el rango 1 - 1.9 m/s (39.7%), seguido por los vientos de velocidades de 2 – 2.9 m/s (31.9%).

En general sobre el área de estudio influyen de forma significativa las velocidades de máximo 4.9 m/s entre los años 1985 – 2003.

3.2.2 Estación del Encano: Para la estación Encano, los vientos predominantes traen velocidades en el rango de 1 – 1.9 m/s, con una proporción igual a 0.68; seguida muy de cerca por un valor de velocidad máximo de 4.9 m/s (0.57).

En general la magnitud del viento circulante sobre esta zona, es significativo en la escala Beaufort en su valor propio desde 1 a 3.9 m/s.

3.2.3 Estación del aeropuerto Antonio Nariño: La acción eólica influyente sobre esta área, lleva vientos con velocidades máximas de 3.9 m/s partiendo de 1 m/s, representando así, aproximadamente el 95% de la ocurrencia; el restante porcentaje lo ocupan las magnitudes 0 – 0.9 (menos significativa) y 5 a 6 m/s, considerada la escala Beaufort.

En las gráficas 13, 14 y 15 se representa la rosa de los vientos realizada con los datos de las tres estaciones meteorológicas mencionadas anteriormente; aquí se indica el porcentaje de corrientes de viento que se dirigen hacia una dirección determinada en cierto mes; un mayor porcentaje indica que la dirección de estas corrientes tuvo predominio en dicha orientación. En el anexo B se muestra diagramas de rosa de los vientos donde se tienen en cuenta las velocidades del viento en cada dirección en determinado mes.

3.3 Dirección del viento

Los datos de dirección de viento de las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y el Aeropuerto Antonio Nariño en los periodos de 1974-2003, 1985-2003 y 1974-2003 respectivamente, desde los meses de enero a diciembre, permitieron calcular la distribución de las corrientes de viento que viajan en determinadas direcciones (rosa de los vientos, figuras No. 14, 15 y 16). Para esto, se hace el siguiente análisis:

3.4 Análisis general de direcciones

3.4.1 Estación de Obonuco: Sobre esta estación, el viento tomó el rumbo hacia la coordenada Sur (S), en el 72.50% del tiempo medido una vez al mes durante los últimos 30 años de registro (1985 - 2003).

La coordenada N tiene en su orden, el segundo valor mas importante en el porcentaje incidencia evaluado, seguido muy de cerca por la dirección SW con valor de 10.25 y 20.0% respectivamente.

Finalmente sobre los arcos 270 y 180 de la rosa náutica correspondiente a las direcciones Oeste (W) y Sur (S), se representan el mayor porcentaje de ocurrencia aproximadamente 83.61% de las direcciones de incidencia eólica.

3.4.2 Estación del Encano: En la estación ubicada en el corregimiento del Encano, los vientos predominantes tienen en mayor porcentaje (72.91), la dirección SE, durante los 19 años de seguimiento con registro mensual. En orden decreciente, la dirección que presenta mayor proporción de registro corresponde a la coordenada Sur que sin embargo dista en alto porcentaje de la considerada anteriormente; su proporción de participación corresponde a 0.1875

En términos generales hacia las coordenadas S y SE toma rumbo la acción eólica predominante; aproximadamente el 90.66% de la incidencia total registrada

3.4.3 Estación del aeropuerto Antonio Nariño: La acción eólica en esta estación, incide con mayor frecuencia sobre el área Norte, representando el 40% de la ocurrencia.

Una segunda consideración importante, corresponde a la existencia de valores muy cercanos entre ellos, donde las frecuencias sobre las direcciones NE (15.83%), E (15.55%) y SE (13.61%), son las coordenadas que respectivamente reciben de forma significativa la acción de los vientos entre los años 1985 - 2003 de registro mensual.

3.5 ANÁLISIS DE FRECUENCIAS (DIRECCIONES Y VELOCIDADES)

3.5.1 Estación de Obonuco: Evaluada la condición eólica en esta estación, el punto cardinal de mayor incidencia se presenta sobre la zona sur (S); con vientos de velocidades entre 2 – 6 m/s, representando así el 73.15% de la influencia en los últimos 30 años de registro; sin embargo es importante puntualizar que en dirección Sur, predominan los vientos con velocidades de 3 – 3.9 m/s (43.1%) y 4 – 4.9 m/s (22.8%).

En su orden, la coordenada que en segunda instancia cobra importancia corresponde a la zona Norte (N), en donde la condición eólica incidente participo en un porcentaje próximo a 10, donde la velocidad se enmarcó en el rango 2 – 3.9 m/s. en la escala Beaufort, muy utilizada para tomar rangos de velocidades de viento (Meseguer et al., 2001, Inzunza, 2003).

La franja cardinal menos asistida sobre esta estación corresponde a las denominadas NE y W, con iguales porcentajes (1.11) y velocidades de magnitud entre 2 - 3.9 m/s

3.5.2 Estación del Encano: Sobre esta estación, evaluados los últimos 30 años, la velocidad y dirección mas sobresaliente por su porcentaje de ocurrencia se presenta en la coordenada Sureste (65.8%), con vientos de velocidades que están el rango de 1 - 3.9 m/s, aunque se destaca en magnitud la acción eólica de 2 – 2.9 m/s (33.8%) en la escala Beaufort sobre esta misma dirección.

En segundo lugar, los grados de la rosa náutica comprometidos en la dirección que toma el viento en esta estación corresponden a 180° (S), y su porcentaje de ocurrencia concierne a 22.8% y al cual le incumbe el rango mas amplio de velocidad, 0 – 3.9 m/s.

Finalmente, la dirección incidente del viento mas bajo corresponde en conjunto a la sección W y SW (270 y 225°) de la rosa náutica (1.76%) donde la magnitud de los vientos esta entre 2 – 3.9 m/s.

3.5.3 Estación del aeropuerto Antonio Nariño: Durante los últimos años (1985 - 2003) de registro mensual sobre esta estación, se determina que los vientos incidentes toman la dirección Norte (N) en el 37.5% de las oportunidades; en donde la magnitud eólica se encuentra entre 0 – 2.9 m/s, aunque es significativa la velocidad de 2 – 2.9 m/s (34.7%) en esta coordenada.

En orden significativo de incidencia de vientos en la estación, la zona E representa el 17.5%, para la cual se amplía el rango de velocidad, 1 – 4.9 m/s. Siguiendo este mismo orden, con porcentajes cercanos entre ellos, las direcciones NE y SE muestran ocurrencias de 15.8 y 13.6%, además de valores de velocidad de 2 - 3.9 y 2 – 4.9 m/s respectivamente.

El porcentaje de ocurrencia eólica mas bajo se presentó hacia la zona Oeste (1.94%), con velocidad máxima de 4.9 m/s partiendo de 1 m/s

Las rosas de los vientos hechas con los datos de direcciones y velocidades se presentan en el anexo B.

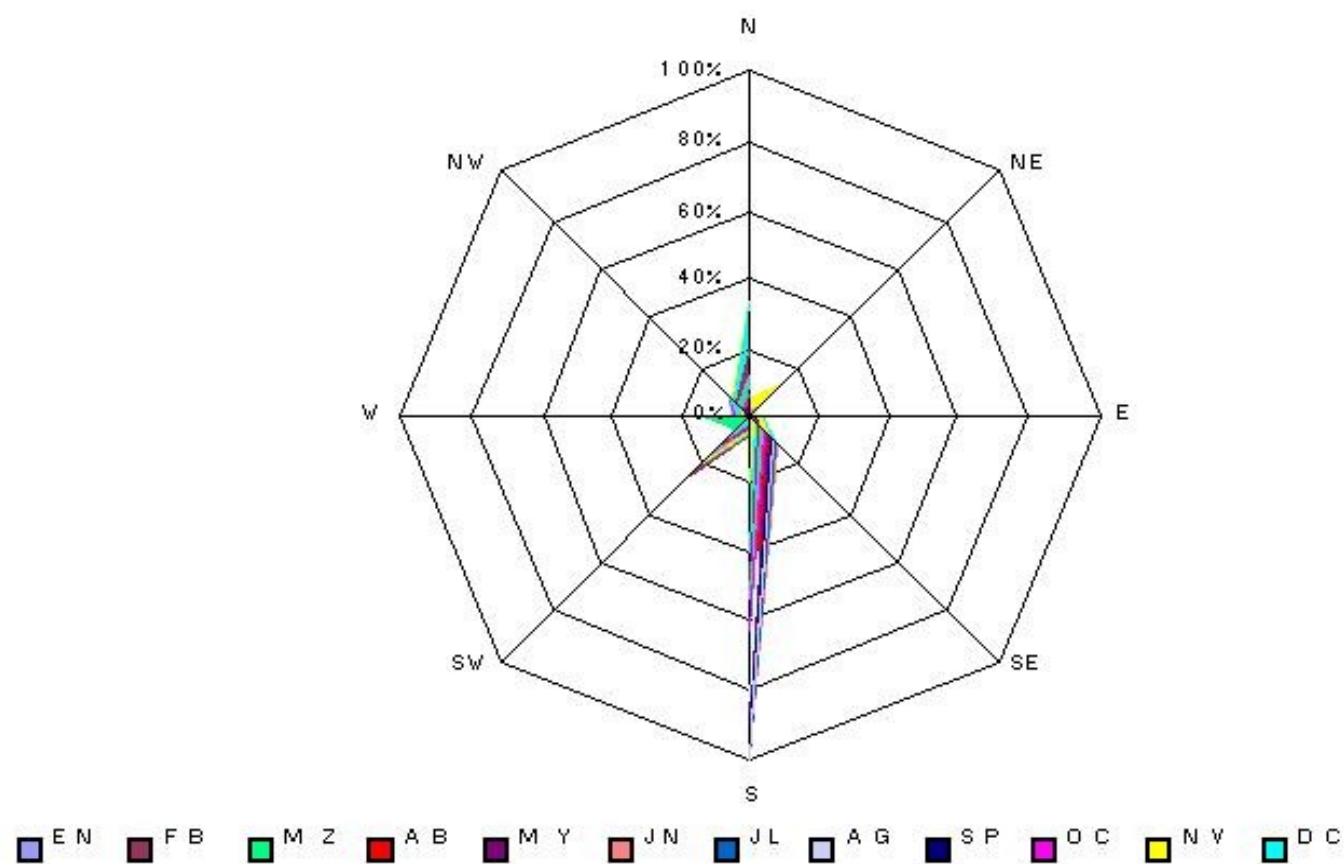


Figura No. 14. Rosa de los vientos con datos de la estación meteorológica de Obonuco.

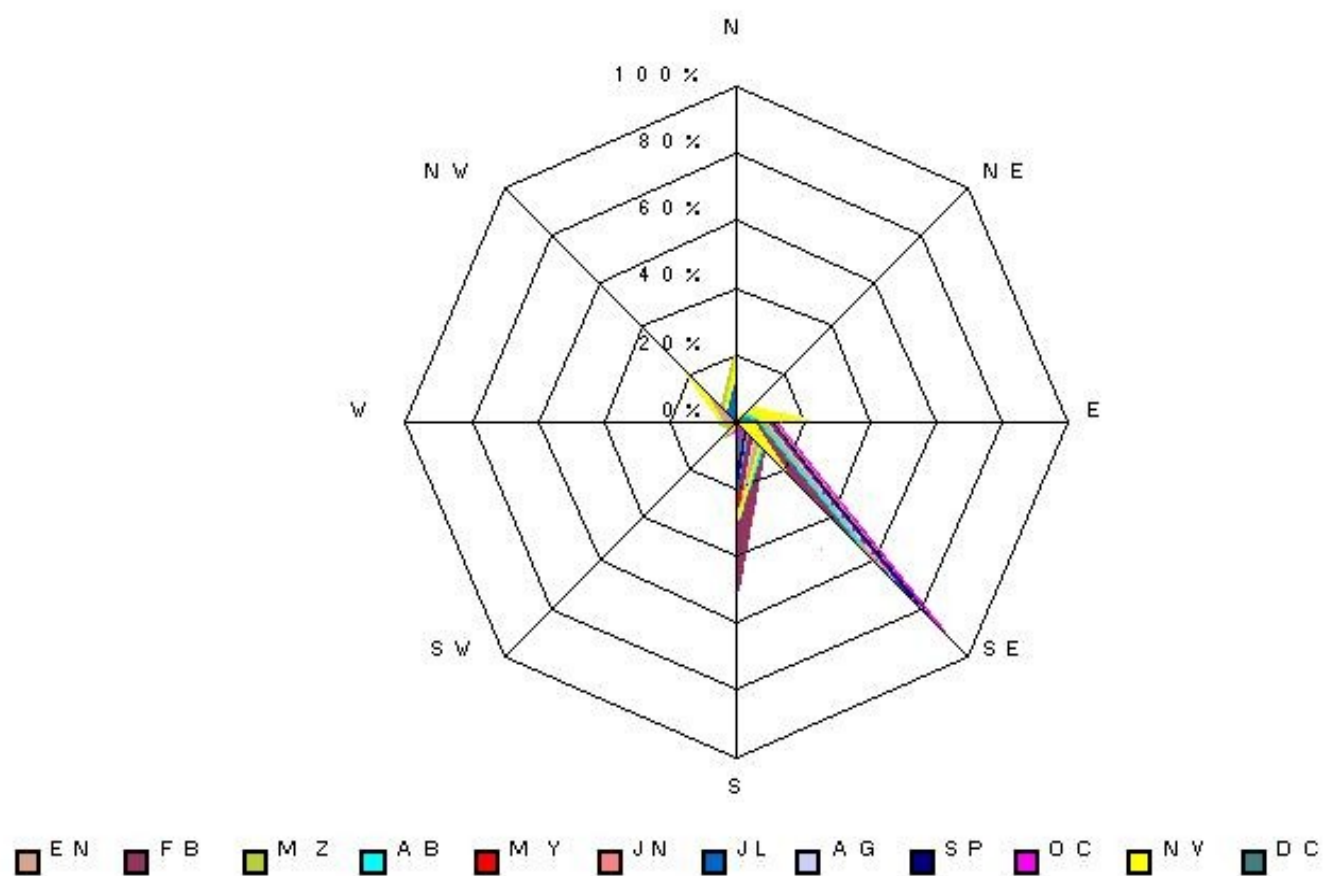


Figura No. 15. Rosa de los vientos con datos de la estación meteorológica del Encano.

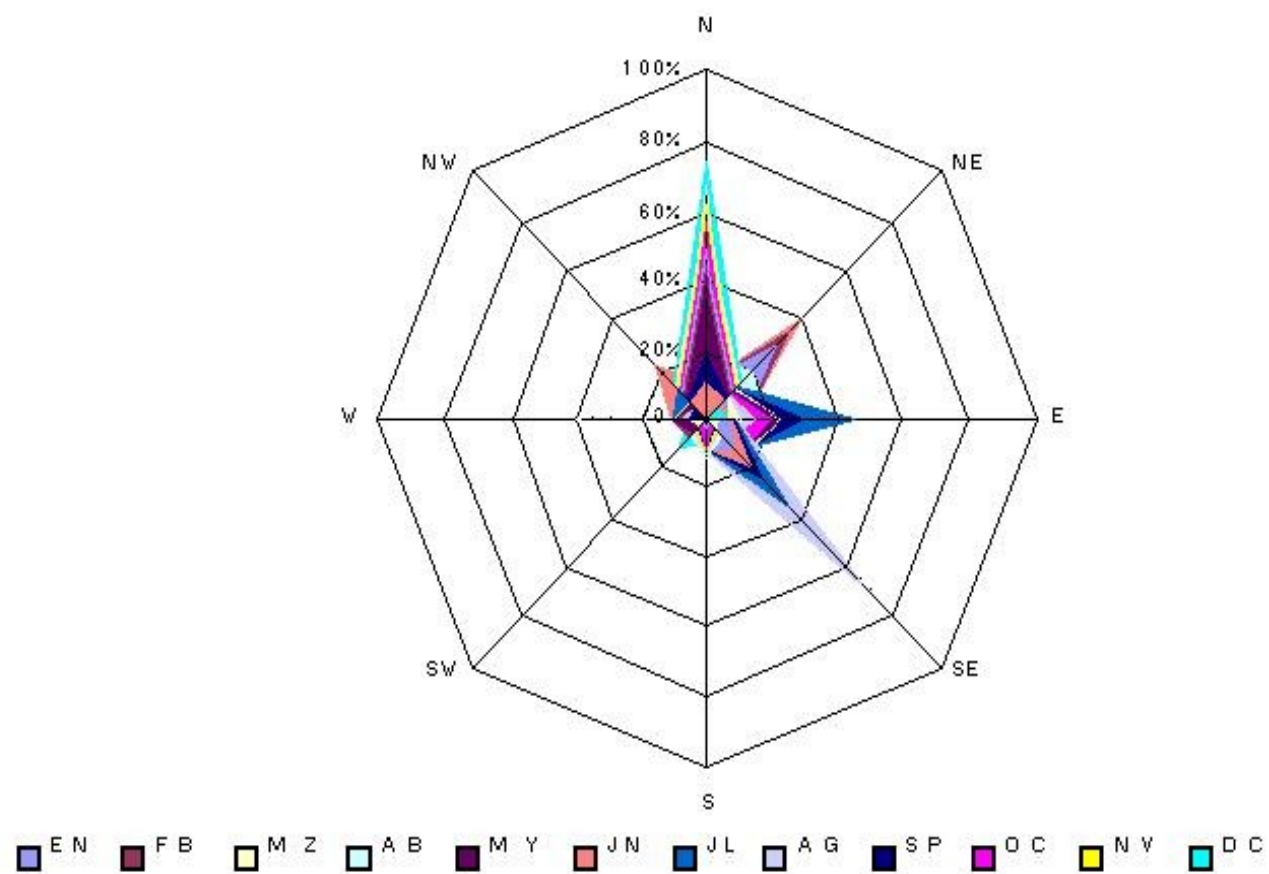


Figura No. 16. Rosa de los vientos con datos de la estación meteorológica del aeropuerto Antonio Nariño.

De acuerdo con los registros de las erupciones del Galeras (INGEOMINAS, 1997), la dispersión en la atmósfera de la ceniza, se a realizado principalmente hacia sectores del norte, noroccidente y suroccidente. La dirección de los vientos en las estaciones de Obonuco y El Encano, no son las direcciones de las corrientes del viento que transporta las cenizas, ya que van en sentidos muy diferentes, siendo las direcciones registradas en la estación meteorológica del aeropuerto Antonio Nariño las que más se acoplan a la realidad.

Los datos obtenidos de las estaciones meteorológicas de Obonuco y El Encano no son muy representativos de la realidad, ya que se encuentran influenciados por un sistema montañoso, en donde el flujo de viento se asemeja a un flujo por una tubería rugosa.

El sol, cada día irradia energía (kilocalorías) las cuales son recibidas por nuestra atmósfera; esta se calienta y se acumula en los valles, donde también se presenta y acumula el vapor de agua producto de la exudación del suelo y evapotranspiración de plantas y animales; en la noche, la atmósfera se enfría y el aire de los valles (de mayor temperatura) sube a mayores alturas generando corrientes, estas corrientes influyen en los datos colectados por las estaciones. Visto desde un punto de vista hidráulico, la capa límite del aire (la subcapa laminar viscosa) se encuentra en medio de las montañas porque estas son muy altas, entonces, el flujo de aire (viento), se encuentra en un medio rugoso bastante alto, y por lo tanto, su comportamiento es turbulento, generándose varias corrientes de aire (presión y succión) que no son reflejo del comportamiento de las corrientes de viento a mayores alturas (varios kilómetros más arriba para el propósito de este trabajo).

En cambio, los datos de la estación del aeropuerto Antonio Nariño, no se afectan significativamente por este problema, ya que la topografía en la que se encuentra es una planicie y está por fuera de la zona rugosa (altas montañas), donde el comportamiento de las corrientes de viento no es localmente turbulento.

4. MODELO MATEMÁTICO PROPUESTO

Un modelo es una representación de la realidad desarrollado con el propósito de estudiarla. En la mayoría de los análisis no es necesario considerar todos los detalles de la realidad, entonces, el modelo más que un sustituto de la realidad es mas bien una simplificación de ella (Azarang y García, 1996).

El campo del análisis computacional de los problemas de la Mecánica de Fluidos, conocido en la literatura con las siglas inglesas CFD (Computacional Fluid Dynamics), es una herramienta cuyo origen se remonta a la década de los sesenta. Desde su nacimiento, esa técnica ha estado estrechamente ligada a la industria aeroespacial, donde el alto nivel de exigencia en los problemas que se plantean constituye un poderoso motivo para el desarrollo de nuevas y cada vez más avanzadas herramientas para la resolución de problemas físico-matemáticos. Hay que añadir, ciertamente, que este desarrollo sólo puede ser entendido si se tiene en cuenta el enorme avance de los computadores desde la segunda mitad del siglo XX.

Con la Mecánica de Fluidos Computacional lo que se pretende es resolver numéricamente las ecuaciones que explican el comportamiento de los fluidos, que, como es sabido, está gobernado por los principios de conservación de la masa, conservación de la cantidad de movimiento y conservación de la energía. Estos principios pueden traducirse a un conjunto de expresiones matemáticas llamadas ecuaciones de Navier-Stokes, que junto a la ecuación de estado del fluido permiten calcular las tres componentes de velocidad, la presión, la temperatura y la densidad, en todo el espacio ocupado por el fluido.

La descripción física del tipo de flujo aquí analizado está gobernado por las ecuaciones de Navier-Stokes, porque existe una interacción entre dos velocidades, la velocidad del viento que golpea la columna eruptiva y la velocidad de emanación de material de la misma en la nube que se forma; asumiendo que en nuestro caso la fase sólida consiste en una clase de partículas menores o iguales de 1 mm de diámetro promedio, lo cual permite adoptar un modelo de iguales velocidades tanto para la fase sólida, como para la fase gaseosa (Stewart y Wendroff, 1984, Córdoba, 2004), logrando además, establecer equilibrio termodinámico entre las partículas y el gas (Woods y Bursik, 1991; Fan y Zhu, 1998).

4.1 LAS ECUACIONES DE GOBIERNO

El sistema está representado por las ecuaciones de conservación de la masa y el momentum, acopladas a su vez con la ecuación de transporte (Córdoba, 2004); aquí se utiliza la convención de sumatoria de Einstein (Lai et al., 1974):

Conservación de la masa

$$\frac{\partial \beta}{\partial t} + \frac{\partial (\beta u_j)}{\partial x_j} = - \frac{\partial (w_s \theta_s \rho_s)}{\partial x_j} \delta_{2j} \quad (8)$$

Conservación del momento

$$\frac{\partial (\beta u_i)}{\partial t} + \frac{\partial (\beta u_i u_j)}{\partial x_j} = - \frac{\partial p}{\partial x_j} + (\beta - \rho_s) g_i + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial (w_s \theta_s \rho_s u_i)}{\partial x_j} \delta_{2j} \quad (9)$$

Transporte por advección-difusión

$$\frac{\partial \beta \theta_s}{\partial t} + \frac{\partial \beta \theta_s u_j}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \mu_t \frac{\partial \theta_s}{\partial x_j} - \frac{\partial (\rho_s w_s \theta_s)}{\partial x_j} \delta_{2j} \quad (10)$$

Donde:

- $\beta =$ Densidad de la mezcla
- $u =$ Campo de velocidades
- $p =$ Presión
- $\mu_t =$ Viscosidad turbulenta
- $g =$ Fuerza de gravedad
- $\theta_s =$ Fracción volumétrica de sólidos
- $\rho =$ Densidad de los sólidos
- $\rho_s =$ Densidad de la fase gaseosa
- $w_s =$ Velocidad de asentamiento de las partículas
- $\delta_{ij} =$ Delta de Kroneker's

Las ecuaciones 8, 9 y 10, fueron tomadas de Córdoba (2004).

Ciertamente, el estudio de las ecuaciones de Navier-Stokes se debe concentrar en conjuntos de soluciones especializadas para condiciones de flujo específicas,

porque, debido a la no linealidad de estas ecuaciones, existe una desconcertante variedad de posibles resultados, tanto, que hasta el momento, estas ecuaciones nunca han sido resueltas en forma completa de una manera analítica (Streeter, et al., 2000), debiéndose resolver numéricamente.

4.2 LAS ECUACIONES CONSTITUTIVAS

El anterior sistema de ecuaciones se cierra utilizando las siguientes ecuaciones constitutivas:

La densidad de la mezcla ρ se puede estimar con la ecuación de estado (Stewart, et al. 1984):

$$\rho = \rho_R + (\rho - \rho_R) \beta (T - T_R) \quad (11)$$

en donde β es la fracción volumétrica de sólidos, ρ_R es la densidad de los sólidos en Kg./m³ y ρ es el cambio de la densidad seca del gas con la temperatura en Kg./m³.

La otra ecuación constitutiva es el tensor de tensiones de Reynolds, descrita a continuación en la pare de turbulencia.

4.3 TURBULENCIA

El movimiento turbulento de un fluido es una condición irregular de flujo en el cual las diversas partículas muestran una variación aleatoria con las coordenadas de tiempo y espacio, sus distintos valores promedio pueden ser obtenidos estadísticamente (Wilcox, 1998).

El movimiento turbulento de un fluido se caracteriza por el movimiento caótico de sus partículas (Wilcox, 1998). La velocidad en un punto V , ya no es de valor constante (o dependiente del tiempo), sino un valor medio al que hay que sumar una componente fluctuante: $V = U + u$, siendo U la velocidad media y u la componente fluctuante. Al introducir la velocidad como suma de un valor medio y otro fluctuante en las ecuaciones de conservación de la masa y de la cantidad de movimiento se obtiene que en la ecuación de la conservación de la masa las variables medias y las fluctuantes quedan desacopladas en dos ecuaciones distintas, pero no ocurre lo mismo en la ecuación de la conservación de la cantidad de movimiento (Meseguer et al., 2001). De este modo, en las mismas ecuaciones de balance de cantidad de movimiento que gobiernan el

comportamiento de los valores medios de las componentes de la velocidad aparecen términos dependientes de las velocidades de fluctuación, que alteran en consecuencia la solución de las variables medias.

Estos términos dependientes de las componentes de la velocidad de fluctuación se conocen con el nombre de Tensor de tensiones de Reynolds (Wilcox, 1998):

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \delta_{ij} \right) \quad (12)$$

Para su utilización, a esta ecuación se introduce un término llamado viscosidad turbulenta (Wilcox, 1998) aproximándola de la siguiente forma:

$$\tau_{ij} = (\mu + \mu_t) \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \delta_{ij} \right) \quad (13)$$

Así, pues, para resolver flujos donde exista turbulencia (como este caso), estas ecuaciones son necesarias porque relacionan en las ecuaciones los términos dependientes de las velocidades de fluctuación (el tensor de esfuerzos de Reynolds) con las velocidades medias.

4.3.1 MODELIZACIÓN DE LOS FENÓMENOS TURBULENTOS

Todo método numérico presenta dificultades en su aplicación, pues aunque los conceptos teóricos puedan estar claros, la ejecución práctica de tales conceptos discurre indefectiblemente ligada a errores, tanto de discretización (las ecuaciones que gobiernan el fenómeno se satisfacen tan sólo en ciertos puntos del dominio fluido (Meseguer et al., 2001)) como de redondeo (los computadores manejan números que, aunque tengan muchas cifras, siguen siendo una aproximación de los números reales). Respecto a las restricciones que impone la capacidad de cálculo, la existencia de límites en el cálculo numérico aparece de forma natural cuando se considera la naturaleza del movimiento turbulento al rededor de un cierto obstáculo.

4.3.1.1 Modelos de turbulencia algebraicos (Wilcox, 1998): Se basan en la idea de Boussinesq de ligar el tensor de esfuerzos de Reynolds a los gradientes transversales de velocidad media por medio de la introducción del parámetro conocido como viscosidad turbulenta. Las ventajas de los modelos algebraicos de turbulencia son su simplicidad y su precisión en la simulación de capas límites turbulentas. Por el contrario, tienen, entre otros, el inconveniente de que no existe un valor universal para la viscosidad turbulenta, así como el de no poder aplicarse a burbujas de recirculación de flujo, son limitados a flujos internos, como tuberías;

aquí caben los modelos como los de la longitud de la mezcla de Prandtl (Saldarriaga, 1999).

4.3.1.2 Modelos de una ecuación (Wilcox, 1998): Parten de la idea de que la viscosidad turbulenta debe estar más relacionada con una magnitud dependiente de la turbulencia (la energía cinética turbulenta, k) que con un gradiente de velocidades medias. Se han obtenido mejores resultados con estos modelos que con los algebraicos en el análisis del flujo en capas límites, aunque esta mejora es relativa y se hace necesaria una segunda ecuación para calcular la disipación de la turbulencia, ε (que, si no, ha de ser fijada a priori).

4.3.1.3 Modelos de dos ecuaciones (Wilcox, 1998): Son los conocidos modelos k - ε , donde se introduce una segunda ecuación para la evolución de la disipación turbulenta (aunque en esta segunda ecuación aparecen unas constantes cuyo valor ha de ser fijado en cada problema). A pesar del gran avance que representan estos modelos de turbulencia, en cierta medida presentan los mismos inconvenientes que los otros expuestos anteriormente, pues las constantes que aparecen en la segunda ecuación de cierre no son universales y el concepto de viscosidad turbulenta no describe fielmente las propiedades del tensor de esfuerzos de Reynolds; aunque admiten superficie libre, no lo hacen con situaciones de presión adversa.

4.3.1.4 Modelos del tipo RMS (Reynolds stress Models) (Tensor de tensiones de Reynolds) (Wilcox, 1998): Los modelos anteriores son relativamente precisos en flujos bidimensionales; no obstante, para flujos tridimensionales es necesaria una formulación más compleja del tensor de esfuerzos de Reynolds (la viscosidad turbulenta deja de ser una constante y pasa a ser descrita como un tensor).

4.3.1.5 Modelo de tipo LES (Large Eddy Simulation) (Simulación de remolinos grandes) (Wilcox, 1998): En este tipo de modelos de turbulencia se pretende simular numéricamente el comportamiento de los torbellinos de escala grande. Para ello es preciso reformular la ecuación de conservación de cantidad de movimiento, reteniendo más términos dependientes del fenómeno de la turbulencia, distinguiéndose entre escalas de turbulencia simuladas y modelizadas. Estos modelos tienen el inconveniente de que para poder recoger las escalas turbulentas que han de ser simuladas se precisan mallas de trabajo mucho más finas que las empleadas en otros métodos, por lo que consumen mayores recursos de computación.

4.3.1.6 Modelos de simulación directa de la turbulencia (Wilcox, 1998): Este tipo de modelos constituye la aproximación más exacta a la turbulencia para resolver las ecuaciones de Navier-Stokes. Precisan mallas muy finas, por lo que

son necesarios recursos de computación enormes. Hasta la fecha estos modelos sólo se han podido aplicar a flujos turbulentos con números de Reynolds bajos, y casi siempre en flujos bidimensionales. En el momento, en el mundo, no existen herramientas computacionales suficientes como para poder simular a la vez desde escalas milimétricas hasta las centenas de metros, que es el rango de las diferentes escalas de remolinos para grandes dominios.

4.3.2 MODELO DE TURBULENCIA UTILIZADO

4.3.2.1 Modelo SGS (Subgrid-Scale) (Wilcox, 1998): Smagorinsky fue el primero en postular un modelo para los tensores SGS. El modelo adopta un tensor SGS desarrollando un proceso de gradiente-difusión, similar al movimiento molecular. Consecuentemente, τ_{ij} está determinado por:

$$\tau_{ij} = -2\nu_t S_{ij}, \quad S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (14)$$

Donde ν_t es llamado “índice de determinación del tensor”, ν_t es la viscosidad turbulenta de Smagorinsky:

$$\nu_t = C_s \Delta \sqrt{S_{ij} S_{ij}} \quad (15)$$

Donde Δ es la longitud de la escala de la subgrilla $C_s \Delta$, donde Δ es el tamaño del elemento de la malla de elementos finitos y C_s es una constante relacionada con la constante de Kolmogorov; y, tomando a Hartel (1996) se tiene que el valor de C_s es 0.17.

En este modelamiento, a pesar de haber utilizado un modelo de turbulencia, la influencia de está en la dispersión de la ceniza en la atmósfera fue mínima, incluso, quitando esta parte, los resultados no tienen cambios importantes, son mínimos.

4.4 CAÍDA DE PARTÍCULAS

4.4.1 Velocidad final de caída de partículas: La velocidad final de caída de una partícula es un importante control en la conducta de una columna eruptiva, también durante la lluvia de ceniza en la atmósfera (Sparks et al., 1997).

La velocidad final de caída de las partículas se obtiene por el balance entre la gravedad y el aire arrastrado (Sparks et al., 1997) como se puede ver en la ecuación 7, donde g es la aceleración gravitacional, d es el diámetro de la partícula, ρ_p es la densidad de la partícula, c_d es el coeficiente de arrastre y ρ_a es la densidad del aire.

4.4.2 Coeficiente de arrastre: El coeficiente de arrastre c_d es un número adimensional que no es necesariamente una constante (Sparks et al., 1997). Hay dos fuerzas resistentes dadas por el medio ambiente que pueden controlar el tipo de la fuerza de arrastre, F_d , y determinar el valor del coeficiente de arrastre; F_v , la fuerza viscosa resistente al movimiento de la partícula, causada por la fricción actuante en la superficie de esta, y, F_i , la fuerza inercial que se resiste al movimiento de la partícula, causado por su aceleración y el movimiento de aire generado por las partículas en su trayectoria.

Estas fuerzas, describen las variaciones de presión alrededor de la partícula (Sparks et al., 1997) (Figura No. 17).

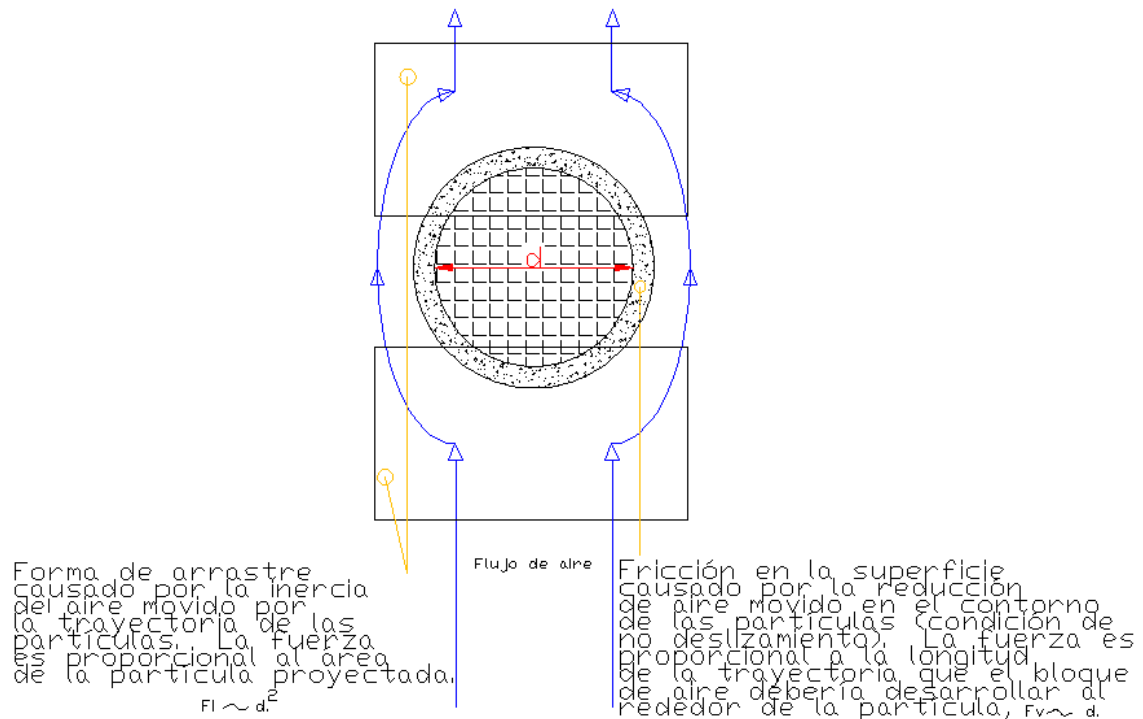


Figura No. 17. Diagrama esquemático que muestra el flujo alrededor de una partícula resultando la forma y viscosidad de arrastre. Tomado de Sparks et al. (1997).

Este coeficiente es expresado como (Bonadonna et al., 2002):

$$C_D = \frac{24}{Re} (1 + 0.15 Re^{0.687}) \quad Re \leq 1000 \quad (16)$$

$$C_D = 0.44 \quad Re \geq 1000 \quad (17)$$

El número de Reynolds , Re , para partícula caída es el radio de la fuerza inercial por unidad de masa y la fuerza viscosa por unidad de masa (Sparks et al., 1997, Bonadonna et al., 2002).

$$Re = \frac{\rho_a v d}{\mu} \quad (18)$$

Ecuación en la cual, μ es la viscosidad dinámica del aire. Esta fue calculada mediante la ecuación (Wohletz, 1998, Córdoba, 2004):

$$\mu = \left(\frac{1.45 * 10^{-6} * T^{\frac{3}{2}}}{T + 110} \right) (1 + M)^2 \quad (19)$$

$$M = \frac{\theta_s \rho_s}{(1 - \theta_s) \rho_g} \quad (20)$$

en donde θ_s es la fracción volumétrica de sólidos, ρ_s es la densidad de los sólidos en Kg./m³ y ρ_g es el cambio de la densidad seca del gas con la temperatura en Kg./m³.

5. APROXIMACIÓN NUMÉRICA

Para integrar el sistema de ecuaciones diferenciales parciales propuesto, tanto el dominio como las ecuaciones en sí, se discretizaron y resolvieron utilizando el método de los Elementos Finitos (Zienkiewics y Taylor, 1994), utilizando la herramienta general para la solución por elementos finitos de ecuaciones diferenciales parciales desarrollada por la compañía inglesa “Numerical Algorithm Group”, Fastflo.

El sistema formado por las ecuaciones 8, 9 y 10, sólo puede ser resuelto por una aproximación numérica.

En el método de los elementos finitos, la variable ϕ es aproximada a través de la malla como:

$$\phi = \sum N_i \phi_i \quad (21)$$

en donde el subíndice denota el valor en el nodo i .

N_i es un elemento lineal, cuadrático, o con el grado de aproximación que se quiera, función la cual describe como la variable ϕ cambia dentro del elemento. La clave es que N_i es ahora derivable.

Si se llama $A(\phi)$ a las ecuaciones diferenciales parciales y $B(\phi)$ a sus ecuaciones de condición de contorno, el error obtenido por la anterior presunción numérica (ecuación 23) se puede minimizar si:

$$\int_{\Omega} w_A A(\phi) d\Omega + \int_{\Gamma} w_B B(\phi) d\Gamma = 0 \quad (22)$$

en donde w_A y w_B son cualquier factor de peso.

6. CONDICIONES INICIALES DEL MODELO

Las columnas producidas por una erupción volcánica son clasificadas como fuertes y débiles (Sparks et al. 1997, Bursik et al. 1998, Bonadonna y Phillips, 2003), (Figuras No. 18 y 19), donde la velocidad característica de la pluma, es mucho mayor o menor que la velocidad del viento, respectivamente (Bonadonna y Phillips, 2003). Las columnas fuertes (modeladas en este trabajo) son caracterizadas por una columna convectiva subvertical que, en el nivel neutral flotante, son extendidas hacia fuera por corrientes laterales. Esta es una región de transición en donde el aumento vertical de la columna sobre el nivel neutral de flotación debido a su momento, hunde, y alimenta la extensión de las corrientes desde la esquina de la pluma y más allá.

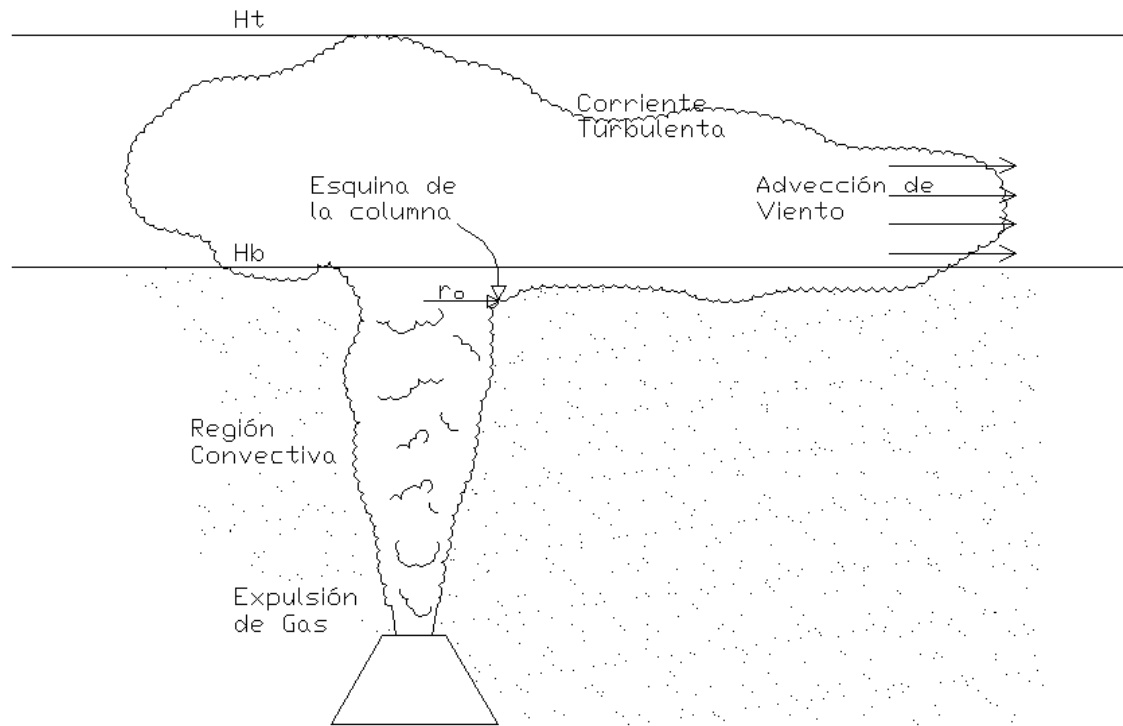


Figura No. 18. Columna eruptiva fuerte. Caracterizadas por una región subvertical convectiva que se difunde lateralmente alrededor del nivel natural del flotación (H_b). La altura total de la columna (H_t) es controlada por el momento de la columna eruptiva en H_t . Las partículas son acarreadas por las corrientes difusivas en el espesor H_t-H_b . Tomado de Bonadonna y Phillips (2003).

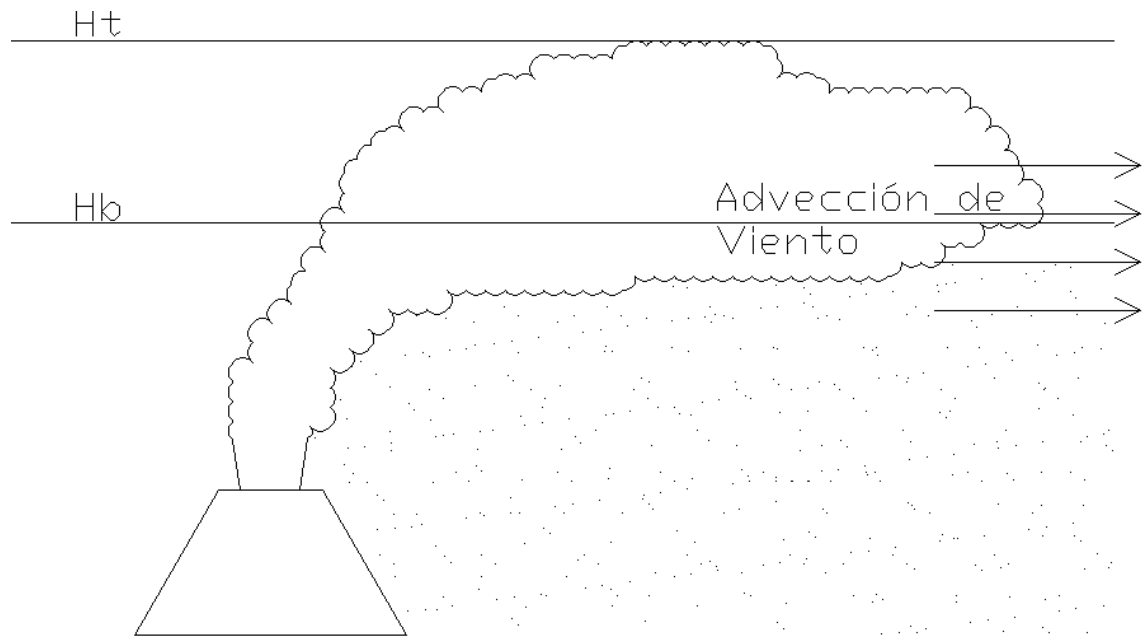


Figura No. 19. Columna eruptiva débil. Este tipo de columnas se caracterizan por velocidades verticales más bajas que la velocidad del viento. De resultado, estas plumas desarrollan una curvatura hacia arriba que empieza expandiéndose horizontalmente alrededor del eje central de flotación (Hb). Tomado de Bonadonna y Phillips (2003).

Para calcular cada una de las partes de la columna anteriormente descrita (Figura No. 18), y deducir entonces las condiciones iniciales de este modelo (condiciones iniciales de la erupción), partimos de unos datos conocidos los cuales son:

Radio del cráter del Volcán Galeras (b): 150 m.

Altura del cráter: 4270 m.s.n.m.

Temperatura en el cráter: 273 °K. (Según la figura No. 1).

Densidad del aire en el cráter: para encontrar esta densidad, se utilizó la ecuación de estado de un gas perfecto $p = \rho R T$ (23) (Streeter, 2000), en donde p es la presión absoluta, ρ la densidad, R es la constante universal de los gases (en este caso para el aire) y T es la temperatura. Primero se calculó la presión atmosférica en el cráter utilizando la fórmula mostrada en Aparicio (1999).

$$p = 1013.2 \left[\frac{288 - 0.0065 * z}{288} \right]^{5.256} \quad (23)$$

en donde P_0 es la presión atmosférica en milibares, z es la altura del cráter, dando como resultado transformando a Pascales $P = 59480.982$ Pa. El valor de β para el aire es de $287.685 \text{ m}^3 \cdot \text{N} / \text{Kg} \cdot ^\circ\text{K}$; dando un valor para la densidad del aire de 0.75 Kg./m^3 .

Con estos datos, podemos conocer el cambio de la densidad seca del gas con la temperatura en la mezcla según acorde a la aproximación de Boussinesq (Córdoba, 2004, Zienkiewics y Taylor, 1994):

$$\rho_g = \frac{\rho_a}{1 + \alpha(T - T_a)} \quad (24)$$

en donde ρ_g es la densidad del gas en Kg./m^3 , α es el coeficiente de expansión térmica (vale 0.003663) (Córdoba, 2004), T es la temperatura inicial de la mezcla ($1000 ^\circ\text{K}$.) y T_a es la temperatura del ambiente ($273 ^\circ\text{K}$). ρ_a es igual a 0.20 Kg./m^3 .

Ahora, procedemos a calcular la densidad de la mezcla (ecuación 11), para una fracción volumétrica de sólidos de 0.01, y una densidad de sólidos de 2300 Kg./m^3 (Córdoba, 2004); obteniendo como resultado una densidad de 23.20 Kg./m^3 .

Nos es entonces posible determinar el valor del flujo másico total expulsado en esta erupción, el cual está dado por (Woods y Veitch, 2002):

$$Q_o = \rho b^2 \cdot u \quad (25)$$

donde u es la velocidad de salida de la mezcla en el cráter en m/seg.

De acuerdo a los estudios realizados por Calvache y Williams (1996), en cuanto a la composición química de los productos volcánicos del Volcán Galeras (análisis de concentración de volátiles en el magma) y Gil y Chouet (1997), por su modelo esquemático de la estructura interna del Galeras, se tomaron rangos de valores para la fracción inicial de masa de gas en el magma y la presión en el conducto y se reemplazaron en la ecuación 26 propuesta por Sparks et al., (1997) que se utiliza para encontrar a que velocidad es descargado el material por el conducto, obteniendo valores muy cercanos a 100 m/seg , (de hecho, los valores típicos de velocidad de salida son $50\text{-}150 \text{ m/seg}$ (Sparks et al., 1997)) optando por este como el valor de la velocidad de salida de la mezcla en el cráter.

$$u = (n_0 RT)^{\frac{1}{2}} \log \left(\frac{P_0}{P_e} \right) \quad (26)$$

n_0 = Fracción inicial de masa de gas en el magma (adimensional).

P_0 = Presión inicial del magma (Pa).

P_s = Presión de salida (Pa).

El valor calculado de Q_0 es de 52210552 Kg./seg.

El siguiente paso es calcular la altura que tendría la columna eruptiva, para lo cual se utilizó la expresión sugerida por Sparks et al., (1997) en este tipo de erupciones:

$$Ht = 0.236(Q_0)^{\frac{1}{4}} \quad (27)$$

Ht = Altura total de la columna eruptiva en Kilómetros.

Obteniendo como resultado y transformándolo a metros una altura total de 20061m.

Con esta altura es posible calcular Hb (Figura No. 18), mediante la expresión propuesta por Bonadonna y Phillips (2003):

$$Hb = 0.7 * Ht \quad (28)$$

calculando el valor de Hb en 14043 m.

El valor desde el eje central hasta la esquina de la columna (r_0), esta dado por Bonadonna y Phillips (2003) así:

$$r_0 = 0.24 * Ht \quad (29)$$

consiguiendo como valor para r_0 4815 m.

Finalmente, sólo falta calcular la velocidad de emanación de material en la nube que se forma por la columna eruptiva Figura No. 20 (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998).

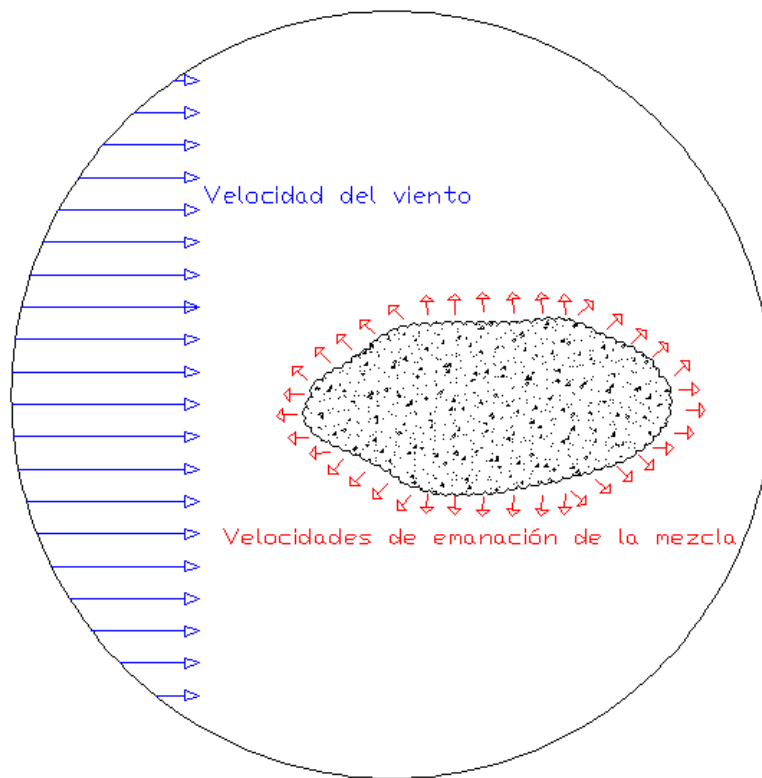


Figura No. 20. Esquema de la vista aérea de la propagación de la mezcla a una velocidad determinada y el choque del viento a una velocidad dada en la nube formada sobre la columna eruptiva.

Esta velocidad es llamada velocidad radial (Sparks et al., 1997, Bursik, et al., 1998), y esta dada por la fórmula propuesta por Sparks et al., (1997):

$$V_r = \frac{Q_0}{2 * \pi * r_o * \rho_m * (H_t - H_b)} \quad (30)$$

en donde ρ_m es la densidad media entre H_t y H_b ; para obtener este valor se calcula la densidad del aire en H_b y H_t , y se saca un promedio geométrico, el valor obtenido fue de 0.14 Kg./m³.

El valor calculado para V_r es de 2.02 m/seg.

La fracción volumétrica de sólidos se obtiene despejando su valor ϕ de la ecuación 11, teniendo como resultado 1.52×10^{-4} .

7. CONDICIONES DE CONTORNO

Un aspecto importante y necesario en todo modelamiento es el establecimiento de apropiadas condiciones de contorno que reflejen las condiciones físicas requeridas y también tengan en cuenta las condiciones de contorno numéricas, impuestas a fin de que el algoritmo llegue a convergencia.

Las condiciones de contorno se han tomado como las usuales en los flujos no compresibles (Zienkiewics y Taylor, 1994); en los cuales a la entrada se da una condición de Dirichlet para la velocidad y en este caso también para la concentración; a la salida, la condición de contorno es de presión igual a cero y condición de Newmann (flujo cero) para la concentración.

8. VALIDACIÓN DEL MODELO

Para validar el modelo, se recreo la erupción de volcán Galeras del 13 de abril de 1993 (Calvache et al., 1993) y también se modeló la erupción del 26 de septiembre de 1997 del volcán Montserrat; para hacer esto se realizó modelamiento inverso, que consta en calcular las condiciones iniciales partiendo de los datos observados después de la erupción como lo son tamaños de partículas caídas y distancias recorridas, altura de la columna y ratas de emisión de material.

Para la erupción del 4 de abril de 1993 se realizó ensayos de granulometría a muestras de ceniza que habían caído producto de las erupciones de 1993 (Anexo D) las cuales fueron prestadas por INGEOMINAS Pasto, con esto se observo los tamaños de partículas depositados; el informe del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto estima una rata de emisión de material de 2.1×10^6 Kg./seg. y una altura de columna de 6 Km. Con estos datos se calculó las condiciones iniciales de la erupción permitiendo reproducirla.

Para la erupción del volcán Montserrat se utilizaron datos de campo (espesores de ceniza y alcance de estas) presentados por Bonadonna et al. (2002), también muestran una altura de la columna eruptiva de 15 Km., tamaños de partícula de una micra hasta 2 cm., y una rata de emisión de material de 2.8×10^7 Kg./seg.

Las condiciones iniciales calculadas son las siguientes:

Erupción de galeras:	Erupción de Montserrat:
Ht : 8572 m.	15000 m.
Hb: 6000 m.	10500 m.
ro : 2057 m.	3600 m.
Velocidad a la salida del cráter: 100 m/seg	100 m/seg
Densidad de sólidos: 2300 Kg./m ³	2600 Kg./m ³
Densidad de la mezcla a la Salida del cráter: 0.933 Kg./m ³	12 Kg./m ³
Fracción volumétrica de sólidos arriba en	

la nube de dispersión: 0.00032	0.0046
Densidad de la mezcla arriba en la nube de dispersión: 2.226 Kg/m ³	0.88 Kg/m ³
Velocidad radial: 0.18 m/seg.	0.98 m/seg.

En ambos casos, los modelos aquí presentados, se acoplan a la realidad con buena aproximación, porque se esta en los rangos de espesor de caída de ceniza en determinada distancia desde el cráter dados en la realidad.

Finalmente, estos resultados son introducidos como los datos iniciales en el algoritmo planteado, y modelar entonces la dispersión de ceniza.

Los modelamientos anteriores se presentan en los archivos anexos validacion_galeras.gif y validacion_montserrat.gif.

9. MODELO ESTADÍSTICO ADOPTADO

Un mapa de amenaza probabilística requiere del análisis de las probabilidades de cada uno de los eventos que lo componen; en este trabajo, este análisis se realizó utilizando las cadenas de Markov

El proceso estocástico adoptado en este estudio es el utilizado en la modelación de una línea de espera² porque tiene la llamada propiedad markoviana, ya que la probabilidad condicional de llegar a un estado futuro depende exclusivamente del estado actual en el que se encuentre el sistema, sin importar el estado inicial de dicho sistema. Este conjunto de probabilidades condicionales se conoce como probabilidades de transición de un paso y hay que considerar que son estacionarias (Azarang y García, 1996), o sea que no cambian con el tiempo. Estas probabilidades se expresan como p_{ij} . En este caso, el estado se define como número de transiciones dentro del sistema en un momento dado. La tabla No. 5 muestra la representación matricial del comportamiento de una línea de espera, donde los índices de la primera columna representan el estado actual del sistema y los del primer renglón los estados futuros, relacionados entre ellos por la probabilidad condicional de que el sistema cambie del estado actual al futuro.

Tabla No. 5: Representación matricial del comportamiento de una línea de espera.

		Estado futuro				
		0	1	2	...	N
Estado actual	0	p_{00}	p_{01}	p_{02}	...	p_{0N}
	1	p_{10}	p_{11}	p_{12}	...	p_{1N}
	2	p_{20}	p_{21}	p_{22}	...	p_{2N}

	N	p_{N0}	p_{N1}	p_{N2}	...	p_{NN}

Las probabilidades condicionales de la matriz deben cumplir con:

² Una línea de espera es el efecto resultante en un sistema cuando la demanda de un servicio supera la capacidad de proporcionar dicho servicio. Este sistema está formado por un conjunto de entidades en paralelo que proporcionan un servicio a las transacciones que aleatoriamente entran al sistema.

Una línea de espera puede modelarse como un proceso estocástico en el cual la variable aleatoria se define como el número de transacciones en el sistema en un momento dado; el conjunto de valores que puede tomar dicha variable es $\{0, 1, 2, \dots, N\}$ y cada uno de ellos tiene asociada una probabilidad de ocurrencia $\{P_0, P_1, P_2, \dots, P_N\}$ (Azarang y García, 1996).

$$p_{ij} \geq 0 \quad \text{Para todo } i, j \quad (22)$$

$$\sum_{j=0}^N p_{ij} = 1 \quad \text{Para todo } i. \quad (23)$$

Las probabilidades de estado estacionario P_j representan el comportamiento probabilístico de cada estado del sistema a largo plazo y se calculan a partir de las probabilidades de transición de un paso de acuerdo con las ecuaciones siguientes:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} p^n_{ij} = P_j \quad (24)$$

Donde:

$$P_j \geq 0 \quad (25)$$

$$P_j = \sum_{i=0}^N P_i p_{ij} \quad (26)$$

$$\sum_{j=0}^N P_j = 1 \quad (27)$$

que forman un sistema de ecuaciones con N+1 incógnitas, N+1 ecuaciones independientes y una ecuación redundante que debe ser eliminada.

$$\begin{aligned} P_0 &= p_{00}P_0 - p_{10}P_1 - p_{20}P_2 - \dots - p_{N0}P_N \\ P_1 &= p_{01}P_0 - p_{11}P_1 - p_{21}P_2 - \dots - p_{N1}P_N \\ P_2 &= p_{02}P_0 - p_{12}P_1 - p_{22}P_2 - \dots - p_{N2}P_N \\ P_N &= p_{0N}P_0 - p_{1N}P_1 - p_{2N}P_2 - \dots - p_{NN}P_N \\ P_0 - P_1 - P_2 - \dots - P_N &= 1 \end{aligned}$$

La solución de este sistema origina los valores de las probabilidades estacionarias independientes del estado en que se encuentre el sistema inicialmente, así pues, estas probabilidades se representan conforme a la matriz de la tabla No. 6.

Si se quiere saber cual es la probabilidad del paso de un estado a otro en dos o más pasos (n pasos), se multiplica esta matriz por si misma n veces, siendo n el número de pasos a dar.

Tabla No. 6: Matriz de probabilidades de estado estacionario.

$$\begin{array}{c}
 \text{Estado futuro} \\
 \begin{array}{ccccc}
 0 & 1 & 2 & \dots & N
 \end{array} \\
 \begin{array}{c}
 \vdots \\
 \vdots \\
 \vdots \\
 \text{Estado actual} \\
 \vdots \\
 \vdots \\
 \vdots
 \end{array}
 \begin{bmatrix}
 p_0 & p_1 & p_2 & \dots & p_N \\
 p_0 & p_1 & p_2 & \dots & p_N \\
 p_0 & p_1 & p_2 & \dots & p_N \\
 \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot \\
 \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\
 \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot \\
 p_0 & p_1 & p_2 & \dots & p_N
 \end{bmatrix}
 \end{array}$$

Para calcular la probabilidad de ocurrencia tanto de direcciones de viento como de sus velocidades, se utilizó los registros del IDEAM antes nombrados, teniendo como inconveniente, que, tenían un gran número de datos faltantes; por lo tanto, estos datos se tuvieron que completar utilizando modelos de interpolación estadístico entre los datos; la interpolación se hizo entre los datos de un mismo mes en todo el periodo de registro, acoplado a cada periodo el modelo estadístico óptimo. Para obtener las matrices de velocidad, primero se agrupó las velocidades en ocho rangos, para que las dimensiones de la matriz sean compatibles con las matrices de direcciones.

Las matrices de probabilidad obtenidas son muy importantes (anexo C), ya que reflejan el posible comportamiento de las corrientes de viento y su dirección en todos los meses del año. Estas matrices no sólo son útiles para el propósito de este trabajo, sino que, también pueden utilizarse en otros campos donde los efectos del viento sean de interés. Para que sea más fácil interpretar su significado, se presentan a continuación no en forma matricial sino en diagrama de barras en la figura No. 21.

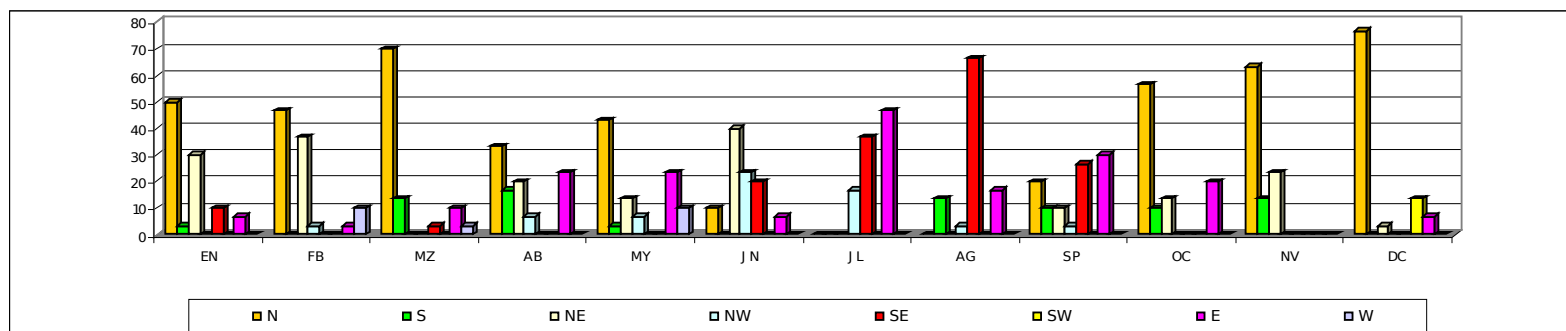
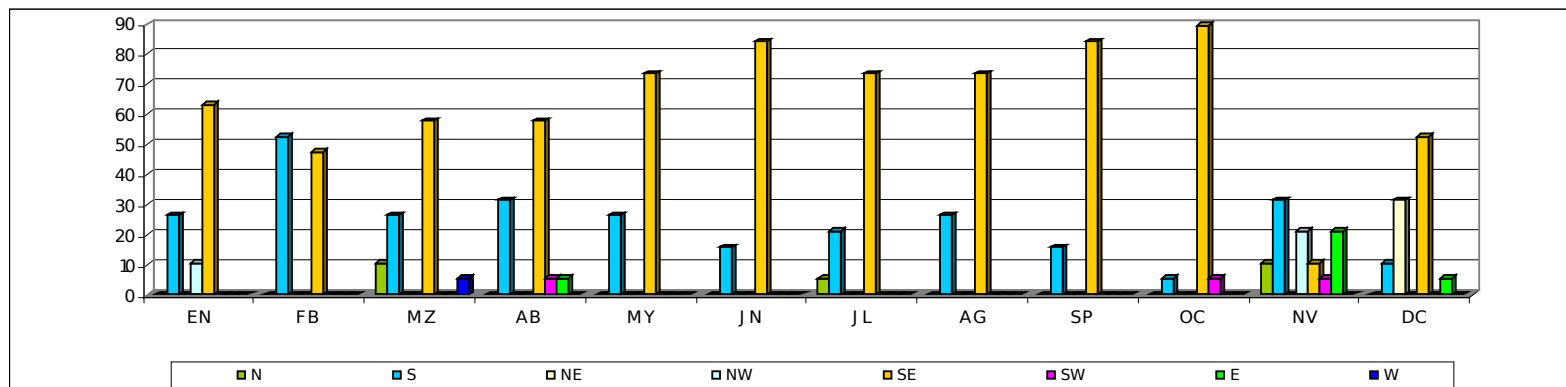
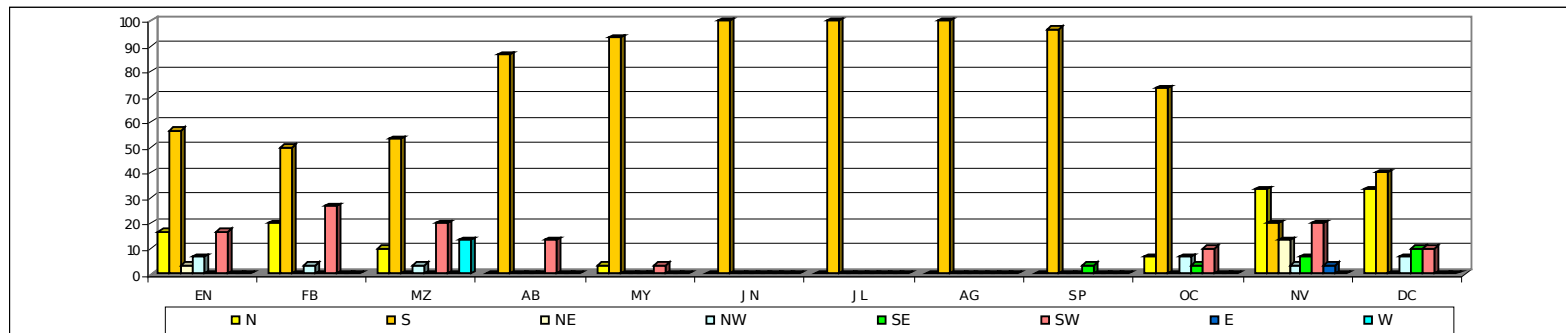


Figura No. 21. Probabilidad de ocurrencia de cada dirección de viento en cada uno de los meses del año. Figura No. 20a (arriba) Estación de Obonuco, Figura No. 20b (medio) Estación del Encano, Figura No. 20c (abajo) Estación del aeropuerto Antonio Nariño. Estas gráficas indican las probabilidades de ocurrencia de las direcciones de viento en cada mes del año.

Como se ve un comportamiento constante de las velocidades y direcciones del viento en todos los periodos de registro lo cual se explicó anteriormente, se optó por tomar periodos de tiempo de características iguales; se tomó cuatro periodos que comprenden los meses de enero, febrero, marzo, abril y mayo el primer periodo, junio, julio y agosto el segundo periodo, septiembre y octubre el tercer periodo y noviembre y diciembre el cuarto periodo, en estos periodos las velocidades y direcciones de los vientos son similares.

Para evaluar la amenaza probabilística por caída de ceniza en la zona de influencia de volcán Galeras que es el objetivo principal de este trabajo, y de acuerdo a lo aquí planteado, se necesita el modelamiento numérico de la dispersión de ceniza y la probabilidad de la dirección de viento y velocidad de este en el momento de la erupción; donde la probabilidad final de ocurrencia del evento será la multiplicación de las probabilidades de dirección y velocidad de viento aplicadas al modelo el cual tenga los datos acordes a estos parámetros.

El cálculo de estas probabilidades se realizó haciendo un análisis de frecuencias relativas a las matrices de probabilidad presentadas en el anexo C, llegando a los siguientes resultados (Tabla No. 7):

Tabla No. 7. Mayores probabilidades de dirección y velocidades del viento en una posible erupción de volcán Galeras.

Estación meteorológica de Obonuco

	Probabilidad de dirección	Dirección	Probabilidad de velocidad	Rango de velocidad m/seg	probabilidad final
enero - mayo	68%	S	51%	2.58 - 3.22	35%
junio - agosto	100%	S	51%	3.88 - 4.51	51%
sept - oct	85%	S	40%	3.23 - 3.87	34%
nov - dic	33%	S	85%	2.58 - 3.22	28%

Estación meteorológica del Encano

	Probabilidad de dirección	Dirección	Probabilidad de velocidad	Rango de velocidad m/seg	probabilidad final
enero - mayo	60%	SE	73%	1.29 - 1.92	44%
junio - agosto	77%	SE	46%	1.93 - 2.57	35%
sept - oct	87%	SE	55%	1.29 - 1.92	48%
nov - dic	32%	SE	76%	1.29 - 1.92	24%

Estación meteorológica del aeropuerto Antonio Nariño

	Probabilidad de dirección	Dirección	Probabilidad de velocidad	Rango de velocidad m/seg	probabilidad final
enero - mayo	20%	NE	75%	1.93 - 2.57	15%
junio - agosto	41%	SE	50%	2.58 - 3.22	21%
sept - oct	38%	N	50%	1.93 - 2.57	19%
nov - dic	70%	N	88%	1.93 - 2.57	62%

En la tabla anterior, la probabilidad final indica la multiplicación de la probabilidad de dirección por la probabilidad de velocidad.

Tomando la estación del Aeropuerto Antonio Nariño por tener los datos más reales, se realizó un mapa de la amenaza probabilística por caída de ceniza, el cual tiene la siguiente probabilidad:

De los 12 meses del año (100 % del periodo), los meses de enero a mayo tienen el 41.666% del periodo (porque son 5 meses), el periodo de junio a agosto 25% (tres meses), y los periodos de septiembre a octubre y de noviembre a diciembre 16.667% cada uno. Al multiplicar este porcentaje por la probabilidad final en cada periodo y sumar la totalidad de estos encontramos la probabilidad del mapa, que para este caso es del 25%.

La velocidad predominante del viento se da en los meses de noviembre a diciembre (80%), con valores entre 1.93 y 2.57 m/seg., tomando una velocidad de 20 m/seg según el WM1 para la altura a la cual se dispersa la ceniza.

10. CONCLUSIONES

En este trabajo, se presentó un modelo de la dispersión y caída de ceniza ante una posible erupción del volcán Galeras, utilizando las ecuaciones de Navier-Stokes acopladas a la ecuación de transporte por advección-difusión, solucionándolo por el método de los elementos finitos; se muestra también la evaluación de la amenaza probabilística por caída de ceniza teniendo en cuenta la acción del viento.

El modelo se calculó usando una malla con 27000 nodos, siendo el máximo permitido por el programa de solución de ecuaciones diferenciales parciales por elementos finitos FASTFLO® utilizado para el algoritmo aquí planteado; el modelo es estable, convergente, y da una buena aproximación a la realidad con el cual se puede predecir los espesores de ceniza y su alcance ante una posible erupción del volcán Galeras.

El modelo se puede acoplar a diferentes condiciones iniciales como tamaños de partículas, densidades de mezclas, velocidades radiales de emanación de mezclas, y otras, queriendo decir, que no sólo se puede aplicar a una erupción volcán Galeras, sino que se puede ajustar a erupciones volcánicas con columnas eruptivas fuertes que pueden suceder en algún volcán de nuestro país o en otra parte del mundo.

En el algoritmo realizado, se pueden incluir varias partículas de diferentes tamaños para cada modelamiento.

La dispersión de ceniza en la atmósfera para la erupción modelada, es de tipo predominantemente laminar.

Los datos obtenidos en las estaciones meteorológicas del IDEAM ubicadas en Obonuco y El Encano, no son muy dicientes de la realidad de lo que pasaría con la dirección que tomen las cenizas ante una eventual erupción, principalmente por la rugosidad que presentan las montañas ante el flujo de viento, creando corrientes atmosféricas que no se presentan a alturas mayores.

La información colectada a partir de las erupciones de los años 1992-1997 (INGEOMINAS, 1997), han mostrado varios datos de dirección, de distribución de productos principalmente hacia el norte, noroccidente y suroccidente. Estos datos concuerdan principalmente con los obtenidos en la estación del Aeropuerto Antonio Nariño, por las razones anteriormente expuestas.

Las matrices de probabilidad de direcciones y velocidades de las corrientes del viento calculadas, que predicen el comportamiento de estas en cada mes del año, es factible utilizarlas en otros campos donde la influencia del viento sea de interés.

Las probabilidades más reales de ocurrencia de direcciones y velocidades del viento son las de la estación meteorológica del Aeropuerto Antonio Nariño, por razones anteriormente expuestas.

11. RECOMENDACIONES

Es de importancia la obtención de datos de una estación meteorológica ubicada en la cima del volcán, para que sus registros sean más exactos y muestren un comportamiento de las corrientes de viento más precisas, de modo que al hacer algún estudio, sus resultados sean más reales y certeros.

El modelo de dispersión de ceniza es susceptible de mejorarse, pudiendo involucrarse el efecto de la velocidad del viento en la caída libre en la caída de las partículas al abandonar la nube de dispersión generada por la pluma eruptiva.

Se recomienda desarrollar el modelo para que funcione con columnas eruptivas débiles, implementando nuevas bases teóricas.

Es factible utilizar los estudios de vulnerabilidad realizados por INGEOMINAS y el presente trabajo, para llegar a estimar el riesgo por caída de ceniza en la zona de influencia del volcán Galeras, el cual se utilizaría en la toma de decisiones. Este nuevo proyecto puede ser realizado mediante otra tesis de grado.

BIBLIOGRAFÍA

APARICIO M., Francisco J., 1999, Fundamentos de hidrología de superficie, Ed. Limusa, México, Página 114.

AZARANG E., MOHAMMAD R., GARCÍA, Eduardo, 1996, Simulación y análisis de modelos estocásticos, Ed. MC Graw Hill, México, páginas 1-36.

BONADONNA, C., and J. C. PHILLIPS, 2003, Sedimentation from strong volcanic plumes. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 108, NO. B7, 2340, pp. 27.

BONADONNA, C., MACEDONIO, G., SPARKS, R. S. J., 2002, Numerical Modelling of tephra fallout associated whit dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat, Geological Society, Londres, memorias 21, páginas 517-537.

BURSIK, Marcus, Dingwell, Don, FREUNDT, Armin, PAPALE, Paolo, ROSI, Mauro, VALENTINE, Greg, WOHLTZ, Ken, ZIMANOWSKI, Bernd, 1998, From magma to tephra, Ed. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, páginas 139-171.

CALVACHE, Martha, CORTÉS, Gloria, ORDOÑEZ, Milton, con la colaboración del personal del observatorio Vulcanológico de Pasto, 1993, Las erupciones del Galeras del 4 y 13 de abril de 1993, publicación de INGEOMINAS, Colombia.

CALVACHE, Martha, WILLIAMS, Stanley, 1997, Geochemistry and Petrology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 77, Elsevier, páginas 21-38.

CAREY, S. N., 1996, Modeling of thepra fallout from explosive eruptions, *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 461.

CÓRDOBA, Gustavo, 2004, A model for the deposit for pyroclastic flows, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier, in press.

DECKER, Robert W., DECKER Bárbara B., 1993, Montañas de fuego, la naturaleza de los volcanes, Ed. MC Graw Hill, pp. 231.

DOBRAN, F., NERI, A., 1993, Numerical simulation of volcanic columns. *Journal of Geophysical Research* 98, páginas 4231-4259.

FAN, L., ZHU, C., 1998, Principles of Gas-Solid flows. Cambridge, Cambridge CB2 2RU.

GIL, Fernando, CHOUET, Bernard, 1997, Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991, Journal of Volcanology and Geothermal Research 77, Elsevier, páginas 121-158.

HURTADO, Ángel, CORTÉS, Gloria, 1997, Third versión of the hazard map of Galeras Volcano, Colombia, Journal of Volcanology and Geothermal Research 77, Elsevier, páginas 89-100.

IDEAM, 2003, información de dirección y velocidad de vientos en los periodos de enero a diciembre de 1974-2003 en las estaciones meteorológicas de Obonuco y El Encano , y el periodo de enero a diciembre de 1985-2003 en la estación meteorológica del aeropuerto Antonio Nariño, Pasto.

INGEOMINAS, 1997, Mapa de amenaza volcánica del Galeras (tercera versión), Publicación especial de Ingeominas, Colombia, pp. 40.

INGEOMINAS, 2000, Atlas de amenaza volcánica en Colombia, Publicación de Ingeominas, Colombia, Pág. 7.

INZUNZA, Juan, 2003, Meteorología Descriptiva, Departamento de física de la atmósfera y del océano, Universidad de Concepción, Chile, páginas 217-236.

LAI, W., RUBIN, D., KREMPL, E., 1974, Introduction to continuum mechanics. Pergamon Press, Usa.

MESEGUER RUIZ, José, SANZ ANDRÉS, Ángel, PERALES PERALES, José Manuel, PINDADO CARRIÓN, Santiago, 2001, Aerodinámica Civil, Ed. MC Graw Hill, Madrid, España, páginas 25-84, 227-243.

NEWHALL, C. G., HOBLITT, R. P., 2001, Constructing event trees for volcanic crises, Ed. T.H. Druitt, USA, pp. 20.

SALDARRIAGA, Juan, 1998, Hidráulica de Tuberías, MC Graw Hill, Colombia.

SPARKS, R. J. S., BURSİK, M. I., CAREY, S. N., GILBERT, J. S., GLAZE, L. S., SIGURDSSON, H., WOODS, A. W., 1997, Volcanic Plumes, Ed. John Wiley and Sons Ltd, pp. 574.

STEWART, H., WENDROFF, B., 1984, Two-phase flow: models and methods. Journal of Computational Physics 56, páginas 363-409.

STREETER, Víctor L, WYLIE, E. Benjamín, BEDFORD, Keith, W., 2000, Mecánica de fluidos, Novena edición, Ed. MC Graw Hill, USA, pp. 741.

WILCOX, David C., 1998, Turbulence Modelling for CDF. DWC Industries, Inc., USA, pp. 540.

WILLIAMS, Howel, MC BIRNEY, Alexander R., 1979, Volcanology, Ed. Freeman, Cooper & Co., Capítulo seis, San Francisco, USA.

WOHLETZ, K., 1998, Pyroclastic surges and compresible two-phase flow, In: From magma to tephra, Elsevier, páginas 247-312.

WOODS, A., BURSIK, M., 1991, Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. Bull. Volcanol. 53, páginas 559-570.

WOODS, A., W., VEITCH, G., 2002, Particle recycling in volcanic plumes, Bull. Volcanol. 64, páginas 31-39.

ZIENKIEWICS, O., TAYLOR. R., 1994, El método de los elementos finitos, volúmenes 1 y 2, Ed. CIMNE, Barcelona.

ANEXOS

Estación: **Obonuco**

Parámetro: Valores medios mensuales de velocidad del viento en m/s (Anexo A)

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Promedio anual
1974	3.1	2.8	3	3.5	3.5	4.5	4.3	4.8	3.5	3.2	2.8	2.8	3.5
1975	3.2	2.8	3.2	3.2	3	3.6	3.7	3.5	3.4	2.9	2.7	2.9	3.2
1976	3.3	3.2	2.9	3.3	3.5	4.1	5.5	4.7	4.7	3.1	3.2	3.4	3.7
1977	4	3.2	3.3	3.4	3.5	4.4	4.2	4.5	4.2	3.2	3.2	3.1	3.7
1978	3.9	3.2	3.4	3.4	3.4	4.4	4.2	5.6	4	3.1	3.2	3.2	3.8
1979	3.9	3.2	3.2	3.3	3.5	4.3	4.2	4.5	4.1	3.2	3.1	3.1	3.6
1980	3.6	3.2	4	3.6	3.7	4.6	4.8	4.5	4.6	3.2	3.1	3	3.8
1981	3.8	3.2	3.2	3.2	3.4	3.9	4.8	4.5	5	3.3	3.1	3.1	3.7
1982	3.3	3.3	3.2	3.2	3.1	4.5	4.7	4.5	4.3	3.6	3.7	3.1	3.7
1983	3.5	3.8	3.3	2.9	3.4	4.3	4.7	4.9	4.3	3.4	3.5	3	3.8
1984	3.7	3.2	3.2	3.2	3.4	4.1	4.2	4.6	3.4	3.2	3.1	3	3.5
1985	3.7	3.8	3.5	3.5	3.4	5.2	4.8	4.3	3.8	3.3	3.6	3	3.8
1986	3.3	3.2	2.8	3.2	3.5	4.2	5.8	4.6	4.7	2.9	3.1	3.2	3.7
1987	3.6	4.1	3.6	3.4	3.7	4.7	3.9	4.1	4	3.3	3.1	3.4	3.7
1988	3.1	3.2	3.6	2.9	3.2	3.5	4.2	4.6	4	3.3	2.7	2.6	3.4
1989	2.9	3	2.9	3.2	3.5	4	4.5	4.2	3.5	3.2	3.1	2.8	3.4
1990	3.6	2.5	3.4	3.1	3.5	4.4	4.4	5.1	4.6	3.3	3.7	2.8	3.7
1991	3	3.7	2.6	3.4	3.2	4.1	4.4	5.4	4.4	4.3	3	2.9	3.7
1992	3.6	3.4	3.5	3.2	3.3	3.9	4.4	4.7	3.8	3.4	3.1	3	3.6
1993	3.5	3.2	3.1	3	3.3	3.8	4.3	4.6	3.9	3.6	3.1	3	3.5
1994	2.8	3	2.9	3	3.4	4.6	4.3	4.7	4.5	3.4	3	3.2	3.6
1995	3.7	3.4	3.2	3.1	3.2	3.5	3.6	3.9	4.5	3.3	2.8	2.9	3.4
1996	2.8	2.9	2.8	3.2	3	3.8	4.6	4.4	4.5	3	3	3.5	3.5
1997	2.6	3.3	3.3	3.2	3.9	3.2	5.6	5.6	3.9	3.4	2.9	3.6	3.7
1998	4	3.6	3.2	2.9	3.6	4	4	3.7	3.4	3.1	2.8	3	3.4
1999	2.7	2.5	2.9	3	3	2.8	4.2	4.2	2.8	3.1	2.8	2.5	3.0
2000	2.7	2.6	2.5	2.7	2.7	3.1	3.6	4.1	3	3.5	3.1	3	3.1
2001	3.2	3.7	3	3.3	3.3	4.3	4.1	5.4	3.5	4.1	2.8	2.6	3.6
2002	3.2	3.1	3.1	3.2	3.2	3.5	4.1	5.2	3.9	3.5	3.2	3	3.5
2003	3.4	3.4	3	2	2.9	3.2	4.3	4.8	3.8	3.5	3	2.9	3.4
Medios	3.4	3.2	3.2	3.2	3.3	4.0	4.4	4.6	4.0	3.3	3.1	3.0	3.6
Máximos	4	4.1	4	3.6	3.9	5.2	5.8	5.6	5	4.3	3.7	3.6	5.8
Mínimos	2.6	2.5	2.5	2	2.7	2.8	3.6	3.5	2.8	2.9	2.7	2.5	2

Estación: **El Encano**

Parámetro: Valores medios mensuales de velocidad del viento en m/s

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Promedio anual
1985	1.7	1.6	2.1	1.6	1.9	2.3	3	2.5	2.8	2	2.3	1.7	2.1
1986	1.7	1.6	2.1	1.6	1.9	2.3	2.8	2.2	2.3	2	2	1.7	2.0
1987	1.7	1.6	2.1	1.6	1.9	2.3	2.7	2.2	2.3	2	2.1	1.7	2.0
1988	1.7	2	2.4	1.7	1.7	2.3	2.7	1.9	1.9	1.9	2	1.7	2.0
1989	1.7	1.7	1.8	1.6	2	2	2.9	2.3	2.2	1.9	2	1.8	2.0
1990	2.1	1.3	2.2	1.8	2.3	2.2	2.7	2.3	2.2	1.9	2	1.7	2.1
1991	1.8	1.7	2	1.7	1.5	2.2	2.7	3.4	2.5	2.2	1.6	1.6	2.1
1992	1.8	1.7	1.9	1.7	1.8	2.7	2.9	2.5	2	2	1.7	1.9	2.1
1993	2	1.9	1.9	1.8	1.8	3	2.5	2.5	2.1	1.9	2	1.8	2.1
1994	1.9	1.7	1.8	1.7	1.8	2.4	2.6	2.5	1.6	1.9	1.9	1.7	2.0
1995	2	1.7	1.7	1.6	1.7	1.9	1.8	1.8	2.1	1.9	1.9	1.7	1.8
1996	1.6	1.5	1.3	1.6	1.5	1.7	2.2	2	2	1.6	1.9	1.8	1.7
1997	1.9	1.7	2.2	1.5	2	1.6	2.6	2.8	1.6	1.6	1.6	1.5	1.9
1998	1.4	1.4	1.1	1.7	1.7	2	2.3	2.6	1.9	1.9	2	1.8	1.8
1999	2	1.8	1.7	1.9	1.7	1.5	2.6	2.7	1.9	1.8	2	1.8	2.0
2000	2	1.8	1.6	1.8	1.7	2	2.4	2.7	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9
2001	2	1.8	1.6	1.7	0.7	2	2.2	3.2	1.9	2.2	1.9	1.8	1.9
2002	2.3	1.9	1.5	1.7	2.5	3.1	2.4	2.8	1.5	1.8	1.8	1.9	2.1
2003	2.3	2.1	2	2	2.3	1.9	3	3	2.3	1.8	1.8	1.8	2.2

Medios	1.9	1.7	1.8	1.7	1.8	2.2	2.6	2.5	2.0	1.9	1.9	1.7	2.0
Máximos	2.3	2.1	2.4	2	2.5	3.1	3	3.4	2.8	2.2	2.3	1.9	3.4
Mínimos	1.4	1.3	1.1	1.5	0.7	1.5	1.8	1.8	1.5	1.6	1.6	1.5	0.7

Estación: **Aeropuerto Antonio Nariño**

Parámetro: Valores medios mensuales de velocidad del viento en m/s

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Promedio anual
1974	2.6	2.1	2.4	2.1	2.4	3	3.9	3.2	2.4	2	2.2	2.2	2.5
1975	2.6	2.1	2.4	2.1	2.4	2.9	3.8	3.2	2.4	2.1	2.2	2.2	2.5
1976	2.6	2.1	2.2	2.4	2.4	2.9	4.7	3.2	2.7	2.1	2.2	2.2	2.6
1977	2.6	2.1	2.4	2.1	2.4	2.9	3.9	3.2	2.7	2.1	2	2.2	2.6
1978	2.7	2.6	1.8	2.1	2.4	2.4	3.7	3.2	2.7	2.2	2.2	2.2	2.5
1979	2.5	2.1	2.3	2.1	2.3	2.9	3.7	3.2	2.7	2.2	2.2	2.2	2.5
1980	2.6	2.4	3.3	2.8	2.6	3.3	3.4	3.4	3.2	2.3	2.4	2.4	2.8
1981	2.5	2.2	2.3	2.1	2.3	2.8	3.6	3.2	2.7	2.2	2.2	2.2	2.5
1982	2.5	2.2	2.3	2.1	2.2	3	3.7	4.3	3.1	2.3	2.2	2.2	2.7
1983	3	3	2.1	2.2	2.3	2.8	3.3	3.9	3.2	2.5	2.4	1.9	2.7
1984	2.1	1.7	1.8	1.7	2	2.8	3.5	2.6	2.3	2.3	2.2	2.4	2.3
1985	2.3	2.2	2.5	1.4	2.6	3.2	3.4	2.8	2.7	2.3	2.2	2.2	2.5
1986	2.5	2.2	2.3	2.1	2.3	2.7	3.4	3.3	2.8	2.3	2.2	2.2	2.5
1987	2.5	2.2	2.3	2.1	2.3	2.7	3.4	3.3	2.8	2.4	2.5	2.9	2.6
1988	2.4	2.4	3.1	2.1	2.2	2.3	2.7	2.5	2.4	2.4	1.9	1.8	2.4
1989	2.4	1	2.3	2.1	2.3	2.7	3.3	3.3	2.8	2.4	2.2	2.1	2.4
1990	2.4	2.2	2.3	2.6	2.6	2.6	2.7	3.5	2.7	2	2.3	2.1	2.5
1991	2.5	2.4	1.9	2	2.3	2.4	2.9	3.3	3.2	2.5	2.2	2	2.5
1992	2.4	2.2	2.6	2.5	2.3	2.6	3.2	3.3	2.8	2.5	2.2	2.2	2.6
1993	2.4	2.3	2.3	2.2	2.3	2.6	3.2	3.3	2.8	2.5	2.2	2.2	2.5
1994	2.4	2.3	2.3	2.2	2.3	2.6	3.1	3.3	2.8	2.5	2.2	2.2	2.5
1995	2.5	2.4	2.3	2	2.2	2.4	3	2.6	2.8	2.5	2.1	2.1	2.4
1996	2.1	2	1.9	2	1.9	2.1	2.7	2.9	2.7	2.6	2.2	2.2	2.3
1997	2	2.4	2.3	2.2	2.7	2.3	3.6	4.3	3.2	2.4	2	2.8	2.7
1998	2.6	2.3	2.1	1.8	2.2	2.9	3	3.3	2.8	2.6	2.2	2.2	2.5
1999	2.3	2.3	2.2	2.2	2.2	2.5	3	3.3	2.8	2.6	1.9	2	2.4
2000	2.3	2.1	2	2	1.9	2.3	2.6	2.9	2.1	2.5	2.3	2.2	2.3
2001	2.1	3.2	2	2.6	2.1	2.7	3	4	2.5	2.7	2.3	2.1	2.6
2002	2.3	2.2	2.2	2.1	2.6	2.5	3.4	3.8	3.3	3.1	2.7	2.3	2.7
2003	2.8	2.7	2.7	2.7	2.4	2.4	2.9	3.1	2.8	2.7	2.3	2.2	2.6

Medios	2.5	2.3	2.3	2.2	2.3	2.7	3.3	3.3	2.8	2.4	2.2	2.2	2.5
Máximos	3	3.2	3.3	2.8	2.7	3.3	4.7	4.3	3.3	3.1	2.7	2.9	4.7
Mínimos	2	1	1.8	1.7	1.9	2.1	2.6	2.5	2.1	2	1.9	1.8	1

Estación: **Obonuco**

Parámetro: Dirección del viento

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1974	NW	N	N	S	S	S	S	S	S	SW	NW	N
1975	S	NW	S	S	S	S	S	S	S	S	N	SW
1976	SW	SW	S	S	S	S	S	S	S	N	SW	SW
1977	SW	SW	S	S	S	S	S	S	S	SW	SW	SW
1978	SW	SW	SW	S	S	S	S	S	S	S	SW	N
1979	NW	N	SW	S	S	S	S	S	S	S	SW	N
1980	SW	N	S	S	S	S	S	S	S	S	SW	S
1981	SW	SW	S	S	N	S	S	S	S	S	N	S
1982	N	SW	N	S	S	S	S	S	S	S	S	S
1983	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N	S	S
1984	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S
1985	S	S	W	SW	S	S	S	S	S	NW	N	N
1986	S	S	W	SW	S	S	S	S	S	NW	N	S
1987	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N	S
1988	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N
1989	S	S	N	S	S	S	S	S	S	S	SW	N
1990	S	N	S	SW	S	S	S	S	S	S	S	SE
1991	S	S	W	S	S	S	S	S	S	S	NE	N
1992	S	SW	SW	S	S	S	S	S	S	S	NE	N
1993	S	S	S	S	S	S	S	S	SE	SE	NE	SE
1994	NE	S	S	S	S	S	S	S	S	S	NE	SE
1995	S	SW	SW	S	SW	S	S	S	S	S	N	NW
1996	N	SW	NW	S	S	S	S	S	S	SW	SE	S
1997	N	S	SW	S	S	S	S	S	S	S	SE	S
1998	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N
1999	N	N	S	S	S	S	S	S	S	S	N	N
2000	N	N	W	S	S	S	S	S	S	S	N	S
2001	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	E	NW
2002	S	S	SW	SW	S	S	S	S	S	S	S	S
2003	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S

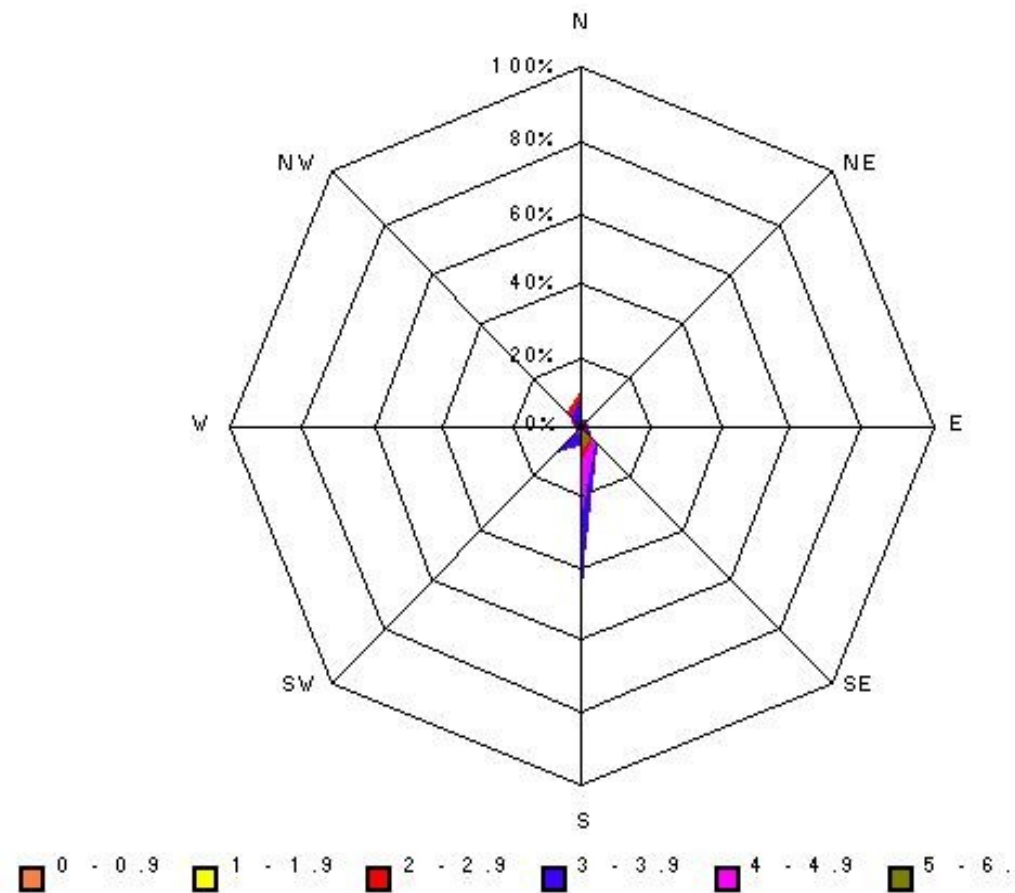
Estación:	El Encano											
Parámetro:	Dirección del viento											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1985	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	S	NE
1986	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	S	NE
1987	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	S	NE
1988	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	S	NE
1989	S	SE	N	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	S	E
1990	SE	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	S	S
1991	SE	S	S	S	SE	SE	SE	SE	S	SE	SW	S
1992	SE	S	S	S	S	SE	S	S	SE	SE	SE	SE
1993	SE	S	S	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	NW	SE
1994	SE	S	SE	S	SE	SE	SE	SE	S	SE	NW	NE
1995	SE	S	N	S	SE	SE	SE	S	SE	SW	NW	NE
1996	NW	S	S	SW	S	SE	S	SE	SE	SE	N	SE
1997	NW	S	W	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	N	SE
1998	SE	SE	SE	SE	SE	SE	N	SE	SE	SE	SE	SE
1999	SE	SE	SE	SE	S	S	S	S	SE	S	NW	SE
2000	SE	SE	SE	SE	S	S	S	S	SE	SE	E	SE
2001	SE	SE	SE	S	S	S	SE	SE	SE	SE	E	SE
2002	SE	S	SE	E	SE	SE	SE	SE	SE	SE	E	SE
2003	SE	S	S	SE	SE	SE	SE	S	S	SE	E	SE

Estación: **Aeropuerto Antonio Nariño**

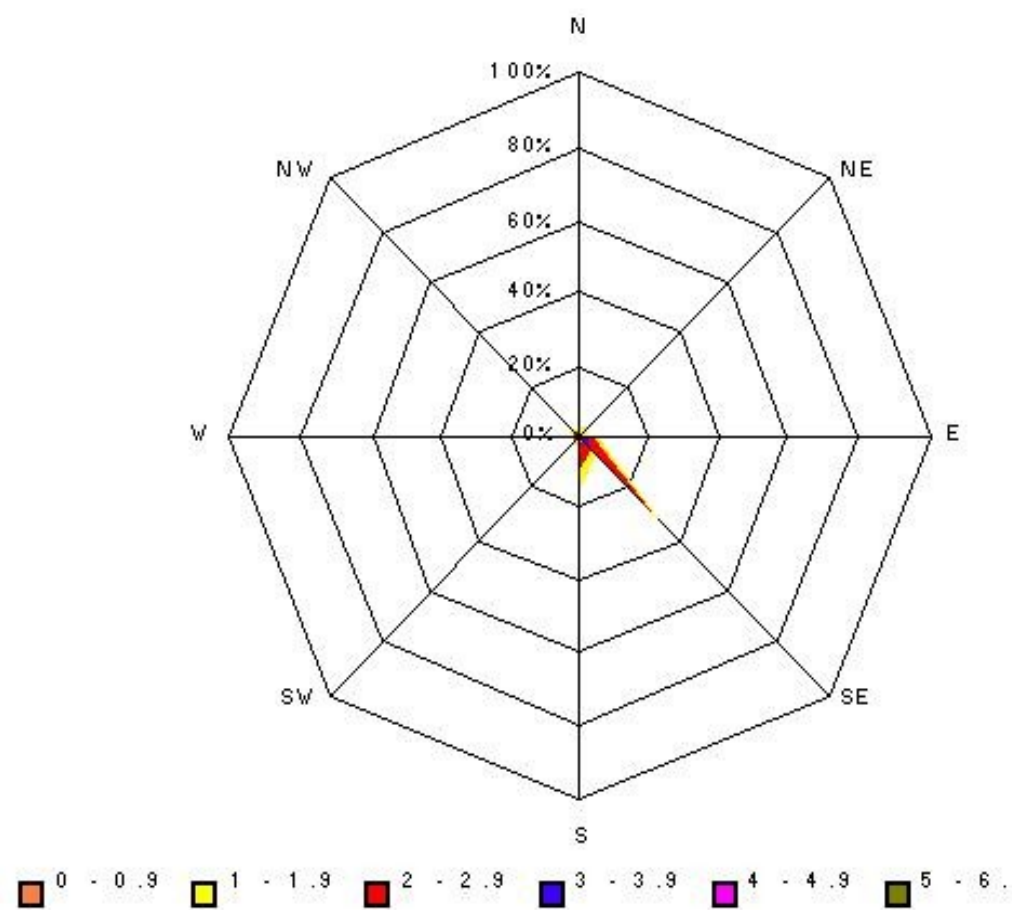
Parámetro: Dirección del viento

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1974	NE	NE	N	NE	N	NE	E	SE	NE	NE	N	N
1975	NE	NE	N	NE	N	NE	E	SE	N	N	N	N
1976	NE	NE	N	E	N	NE	E	SE	N	N	N	N
1977	NE	NE	N	E	N	NE	E	SE	N	N	N	N
1978	NE	NE	N	E	NE	NE	E	SE	E	N	N	N
1979	N	N	N	NE	NE	NE	E	SE	E	N	N	N
1980	N	N	SE	NE	NE	SE	SE	SE	E	N	N	N
1981	N	N	N	NE	NE	SE	SE	SE	E	N	N	N
1982	N	N	N	NE	N	SE	SE	SE	E	N	N	N
1983	E	W	N	S	S	NW	NW	SE	NW	N	S	N
1984	N	N	N	N	N	NW	NW	S	S	S	S	SW
1985	S	W	S	S	W	NW	NW	S	NE	S	S	SW
1986	N	W	S	S	W	NW	NW	S	S	S	S	SW
1987	N	N	S	S	W	NW	NW	S	NE	N	N	E
1988	N	N	E	N	N	NW	E	NW	N	N	N	N
1989	N	N	E	E	N	NW	E	SE	E	N	N	SW
1990	N	N	N	E	E	NE	E	SE	E	N	NE	NE
1991	NE	NE	N	N	E	NE	SE	SE	S	E	NE	N
1992	NE	NE	S	S	E	NE	SE	SE	SE	E	NE	N
1993	NE	NE	N	N	N	NE	SE	SE	SE	E	NE	N
1994	NE	NE	N	N	N	NE	SE	E	SE	E	NE	N
1995	SE	N	N	N	N	E	SE	E	SE	N	N	N
1996	N	N	N	N	NW	N	SE	SE	SE	N	N	N
1997	N	NE	N	N	E	N	SE	SE	SE	N	N	E
1998	SE	N	N	N	E	SE	SE	SE	SE	NE	N	N
1999	SE	N	N	N	E	SE	E	E	SE	NE	N	N
2000	N	N	N	NW	NW	N	E	E	N	NE	N	N
2001	N	E	N	E	N	SE	E	SE	N	N	N	N
2002	N	NW	W	NW	E	E	E	E	E	E	NE	N
2003	E	NE	E	E	N	NE	E	SE	E	E	NE	N

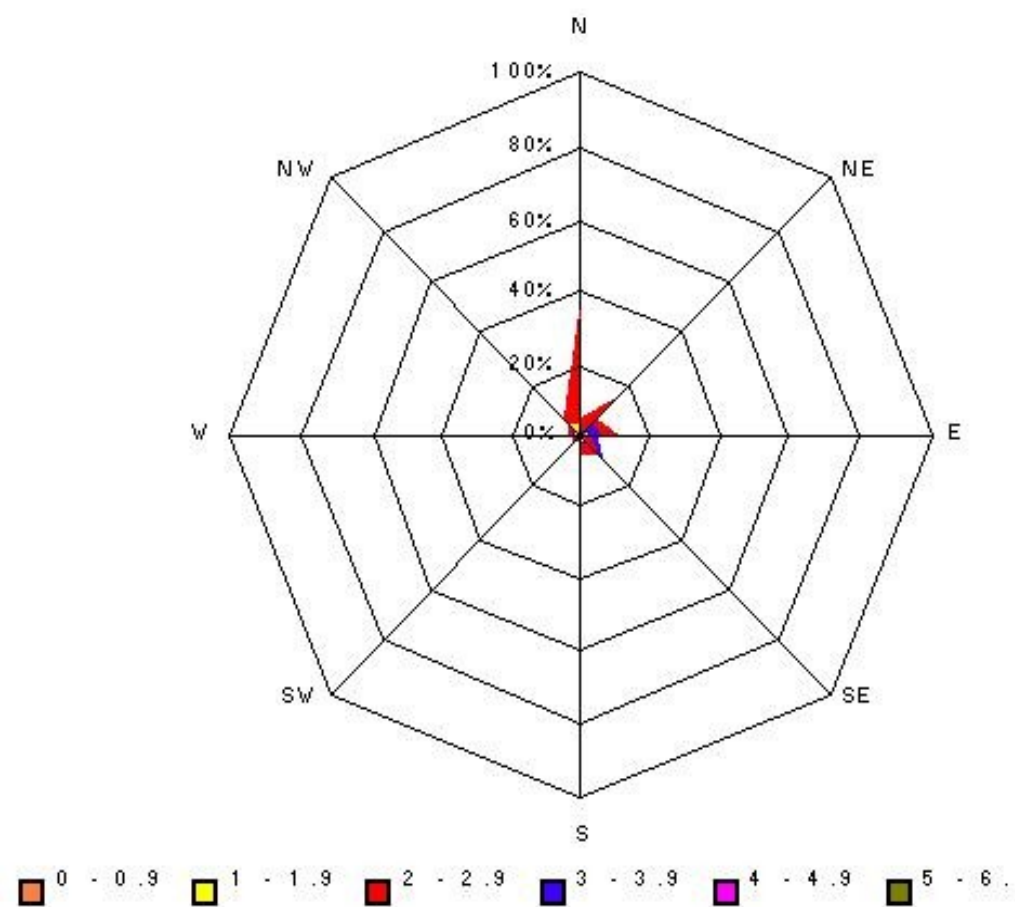
ANEXO B: Diagramas de rosa de los vientos calculadas para las estaciones meteorológicas de Obonuco, El Encano y aeropuerto Antonio Nariño, en los periodos de 1974-2003, 1985-2003, 1974-2003, respectivamente, donde se tiene en cuenta velocidad y direccion del viento



Estación de Obonuco



Estación del Encano



Estación del aeropuerto Antonio Nariño

Matriz de frecuencias
Estación del Encano

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
N	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	2	0
S	5	10	5	6	5	3	4	5	3	1	6	2
NE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
NW	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0
SE	12	9	11	11	14	16	14	14	16	17	2	10
SW	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0
E	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	4	1
W	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Matriz de probabilidades estacionarias

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
N	0%	0%	11%	0%	0%	0%	5%	0%	0%	0%	11%	0%
S	26%	53%	26%	32%	26%	16%	21%	26%	16%	5%	32%	11%
NE	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	32%
NW	11%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	21%	0%
SE	63%	47%	58%	58%	74%	84%	74%	74%	84%	89%	11%	53%
SW	0%	0%	0%	5%	0%	0%	0%	0%	0%	5%	5%	0%
E	0%	0%	0%	5%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	21%	5%
W	0%	0%	5%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
suma:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

	N	S	NE	NW	SE	SW	E	W
N	9%	2%	0%	7%	1%	4%	7%	11%
S	27%	30%	11%	30%	22%	23%	28%	26%
NE	0%	1%	32%	0%	2%	0%	5%	0%
NW	8%	3%	0%	18%	1%	7%	14%	0%
SE	42%	59%	53%	28%	71%	53%	25%	58%
SW	2%	1%	0%	4%	1%	5%	4%	0%
E	8%	3%	5%	14%	1%	9%	16%	0%
W	2%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	5%
sumatoria	1	1	1	1	1	1	1	1

Matriz de frecuencias
Estación del aeropuerto Antonio Nariño

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
N	15	14	21	10	13	3	0	0	6	17	19	23
S	1	0	4	5	1	0	0	4	3	3	4	0
NE	9	11	0	6	4	12	0	0	3	4	7	1
NW	0	1	0	2	2	7	5	1	1	0	0	0
SE	3	0	1	0	0	6	11	20	8	0	0	0
SW	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
E	2	1	3	7	7	2	14	5	9	6	0	2
W	0	3	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0

Matriz de probabilidades estacionarias

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
N	50%	47%	70%	33%	43%	10%	0%	0%	20%	57%	63%	77%
S	3%	0%	13%	17%	3%	0%	0%	13%	10%	10%	13%	0%
NE	30%	37%	0%	20%	13%	40%	0%	0%	10%	13%	23%	3%
NW	0%	3%	0%	7%	7%	23%	17%	3%	3%	0%	0%	0%
SE	10%	0%	3%	0%	0%	20%	37%	67%	27%	0%	0%	0%
SW	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	13%
E	7%	3%	10%	23%	23%	7%	47%	17%	30%	20%	0%	7%
W	0%	10%	3%	0%	10%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
suma:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

	N	S	NE	NW	SE	SW	E	W
N	56%	41%	40%	15%	9%	77%	27%	49%
S	7%	12%	5%	3%	8%	0%	7%	3%
NE	16%	12%	28%	21%	8%	3%	10%	21%
NW	2%	3%	7%	15%	9%	0%	7%	4%
SE	3%	15%	7%	22%	43%	0%	20%	0%
SW	2%	0%	0%	0%	0%	13%	0%	0%
E	11%	16%	10%	22%	24%	7%	26%	13%
W	2%	1%	3%	2%	0%	0%	2%	9%
suma:	1	1	1	1	1	1	1	1

Matriz de frecuencias
Obonuco

Velocidades	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
0.6376 1.2751	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1.2851 1.9226	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1.9326 2.5701	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1
2.5801 3.2176	12	17	19	19	10	4	0	0	2	13	26	25
3.2276 3.8651	14	10	9	10	19	6	3	2	9	15	4	4
3.8751 4.5126	4	1	1	0	1	16	18	12	14	2	0	0
4.5226 5.1601	0	0	0	0	0	3	6	11	5	0	0	0
5.1701 5.8	0	0	0	0	0	1	3	5	0	0	0	0

Matriz de probabilidades estacionarias

Velocidades	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
0.6376 1.2751	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
1.2851 1.9226	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
1.9326 2.5701	0%	7%	3%	3%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%
2.5801 3.2176	40%	57%	63%	63%	33%	13%	0%	0%	7%	43%	87%	83%
3.2276 3.8651	47%	33%	30%	33%	63%	20%	10%	7%	30%	50%	13%	13%
3.8751 4.5126	13%	3%	3%	0%	3%	53%	60%	40%	47%	7%	0%	0%
4.5226 5.1601	0%	0%	0%	0%	0%	10%	20%	37%	17%	0%	0%	0%
5.1701 5.8	0%	0%	0%	0%	0%	3%	10%	17%	0%	0%	0%	0%
sumatoria	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Matriz de frecuencias
El Encano

Velocidades	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
0.6376 1.2751	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
1.2851 1.9226	11	17	10	18	13	5	1	2	8	13	10	19
1.9326 2.5701	8	2	8	1	5	11	6	9	10	6	9	0
2.5801 3.2176	0	0	0	0	0	3	12	7	1	0	0	0
3.2276 3.8651	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
3.8751 4.5126	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4.5226 5.1601	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5.1701 5.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Matriz de probabilidades estacionarias

Velocidades	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
0.6376 1.2751	0%	0%	5%	0%	5%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
1.2851 1.9226	58%	89%	53%	95%	68%	26%	5%	11%	42%	68%	53%	100%
1.9326 2.5701	42%	11%	42%	5%	26%	58%	32%	47%	53%	32%	47%	0%
2.5801 3.2176	0%	0%	0%	0%	0%	16%	63%	37%	5%	0%	0%	0%
3.2276 3.8651	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	5%	0%	0%	0%	0%
3.8751 4.5126	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
4.5226 5.1601	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
5.1701 5.8	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
sumatoria	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Matriz de frecuencias
Estación del Aeropuerto Antonio Nariño

Velocidades	enero	febrer o	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
0.6376 1.2751	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1.2851 1.9226	0	1	4	3	2	0	0	0	0	0	2	2
1.9326 2.5701	21	24	22	23	23	10	0	1	6	24	27	26
2.5801 3.2176	9	4	3	4	5	19	13	13	23	6	1	2
3.2276 3.8651	0	0	1	0	0	1	14	12	1	0	0	0
3.8751 4.5126	0	0	0	0	0	0	2	4	0	0	0	0
4.5226 5.1601	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
5.1701 5.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Matriz de probabilidades estacionarias

Velocidades	enero	febrer o	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	oct.	nov.	dic.
0.6376 1.2751	70%	80%	73%	77%	77%	33%	0%	3%	20%	80%	90%	87%
1.2851 1.9226	30%	13%	10%	13%	17%	63%	43%	43%	77%	20%	3%	7%
1.9326 2.5701	0%	0%	3%	0%	0%	3%	47%	40%	3%	0%	0%	0%
2.5801 3.2176	0%	0%	0%	0%	0%	0%	7%	13%	0%	0%	0%	0%
3.2276 3.8651	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	0%	0%	0%	0%	0%
3.8751 4.5126	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
4.5226 5.1601	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
5.1701 5.8	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
sumatoria	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Muestra:	Policía
----------	---------

Anexo D: Análisis granulométrico realizado a muestras

Identificación Ingeominas:		C-23-1
Peso muestra (gr):		14.06

de ceniza provenientes de erupciones del Galeras en 1993

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.03	0.03	0.21	99.79
50	1.95	1.98	14.08	85.92
100	3.08	5.06	35.99	64.01
120	0.9	5.96	42.39	57.61
140	1	6.96	49.50	50.50
170	0.91	7.87	55.97	44.03
200	0.49	8.36	59.46	40.54
Pasa 200	5.22	13.58	96.59	37.13

Perdidas: 0.48 gr.
3.41 %

Muestra:		Bombona
Identificación Ingeominas:		C-27-7
Peso muestra (gr):		43.39

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	34.93	34.93	80.50	19.50
50	6.98	41.91	96.59	3.41
100	0.4	42.31	97.51	2.49
120	0.09	42.4	97.72	2.28
140	0.11	42.51	97.97	2.03
170	0.03	42.54	98.04	1.96
200	0.03	42.57	98.11	1.89
Pasa 200	0.58	43.15	99.45	1.34

Perdidas: 0.24 gr.
0.55 %

Muestra:		Cariaco
Identificación		C-04-42

Ingeominas:				
Peso muestra (gr):		22.59		
Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.05	0.05	0.12	99.88
50	18.31	18.36	42.31	57.69
100	2.09	20.45	47.13	52.87
120	0.72	21.17	48.79	51.21
140	0.06	21.23	48.93	51.07
170	0.12	21.35	49.20	50.80
200	0.05	21.4	49.32	50.68
Pasa 200	0.25	21.65	49.90	1.11

Perdidas: 0.94 gr.
4.16 %

Muestra: Cariaco
Identificación
Ingeominas: C-23-6
Peso muestra (gr): 42.66

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	8.11	8.11	18.69	81.31
50	18.37	26.48	61.03	38.97
100	3.48	29.96	69.05	30.95
120	0.98	30.94	71.31	28.69
140	1.1	32.04	73.84	26.16
170	1.02	33.06	76.19	23.81
200	0.59	33.65	77.55	22.45
Pasa 200	7.85	41.5	95.64	18.40

Perdidas: 1.16 gr.
2.72 %

Muestra: San Rafael
Identificación
Ingeominas: C-04-4-1

Peso muestra (gr): 15.4

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.01	0.01	0.02	99.98
50	0.07	0.08	0.18	99.82
100	11.28	11.36	26.18	73.82
120	2.1	13.46	31.02	68.98
140	0.55	14.01	32.29	67.71
170	0.16	14.17	32.66	67.34
200	0.09	14.26	32.86	67.14
Pasa 200	0.96	15.22	35.08	6.23

Perdidas: 0.18 gr.
1.17 %

Muestra: Consacá
Identificación
Ingeominas: C-23-8
Peso muestra (gr): 21.61

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	14.55	14.55	33.53	66.47
50	2.35	16.9	38.95	61.05
100	1.14	18.04	41.58	58.42
120	0.3	18.34	42.27	57.73
140	0.26	18.6	42.87	57.13
170	0.26	18.86	43.47	56.53
200	0.22	19.08	43.97	56.03
Pasa 200	2.45	21.53	49.62	11.34

Perdidas: 0.08 gr.
0.37 %

Muestra: Telecom
Identificación
Ingeominas: C-23-3

Peso muestra (gr): 24.08

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.7	0.7	1.61	98.39
50	1.74	2.44	5.62	94.38
100	2.64	5.08	11.71	88.29
120	0.91	5.99	13.81	86.19
140	1	6.99	16.11	83.89
170	0.91	7.9	18.21	81.79
200	1.32	9.22	21.25	78.75
Pasa 200	14.38	23.6	54.39	59.72

Perdidas: 0.48 gr.
1.99 %

Muestra: Argüello
Identificación
Ingeominas: C-23-5
Peso muestra (gr): 13

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.48	0.48	1.11	98.89
50	3.66	4.14	9.54	90.46
100	4.57	8.71	20.07	79.93
120	0.38	9.09	20.95	79.05
140	0.29	9.38	21.62	78.38
170	0.3	9.68	22.31	77.69
200	0.11	9.79	22.56	77.44
Pasa 200	2.85	12.64	29.13	21.92

Perdidas: 0.36 gr.
2.77 %

Muestra: El Ingenio
Identificación
Ingeominas: C-04-13-1a

Peso muestra (gr): 3.72

Tamís	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.1	0.1	0.23	99.77
50	0.7	0.8	1.84	98.16
100	0.87	1.67	3.85	96.15
120	0.27	1.94	4.47	95.53
140	0.25	2.19	5.05	94.95
170	0.18	2.37	5.46	94.54
200	0.8	3.17	7.31	92.69
Pasa 200	0.5	3.67	8.46	13.44

Perdidas: 0.05 gr.
1.34 %

Muestra: Frente a
Identificación Bomboná

Ingeominas: C-04-4-4

Peso muestra (gr): 6.7

Tamís	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.02	0.02	0.05	99.95
50	0.01	0.03	0.07	99.93
100	2.08	2.11	4.86	95.14
120	1.94	4.05	9.33	90.67
140	0.96	5.01	11.55	88.45
170	0.34	5.35	12.33	87.67
200	0.15	5.5	12.68	87.32
Pasa 200	1.11	6.61	15.23	16.57

Perdidas: 0.09 gr.
1.34 %

Muestra: San José

Identificación C-04-13-3

Ingeominas: 3.24

Tamís	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.13	0.13	0.30	99.70
50	0.63	0.76	1.75	98.25
100	1.36	2.12	4.89	95.11
120	0.28	2.4	5.53	94.47
140	0.26	2.66	6.13	93.87
170	0.2	2.86	6.59	93.41
200	0.07	2.93	6.75	93.25

Pasa 200	0.3	3.23	7.44	9.26
Perdidas:	0.01 gr.			
	0.31 %			

Muestra: Guaitarilla
 Identificación:
 Ingeominas: C-04-4-5
 Peso muestra (gr): 2.25

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.01	0.01	0.02	99.98
50	0.09	0.1	0.23	99.77
100	0.08	0.18	0.41	99.59
120	0.12	0.3	0.69	99.31
140	0.34	0.64	1.47	98.53
170	0.4	1.04	2.40	97.60
200	0.2	1.24	2.86	97.14
Pasa 200	1	2.24	5.16	44.44

Perdidas:	0.01 gr.
	0.44 %

Muestra: La Florida
 Identificación:
 Ingeominas: C-04-13-2
 Peso muestra (gr): 1.07

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.05	0.05	0.12	99.88
50	0.13	0.18	0.41	99.59
100	0.2	0.38	0.88	99.12
120	0.14	0.52	1.20	98.80
140	0.08	0.6	1.38	98.62
170	0.12	0.72	1.66	98.34
200	0.05	0.77	1.77	98.23
Pasa 200	0.28	1.05	2.42	26.17

Perdidas:	0.02 gr.
	1.87 %

Muestra: Ahumaja
 Identificación:
 Ingeominas: C-23-10

Peso muestra (gr): 41.82

Tamis	Peso retenido	Peso ret. acum.	% ret acum.	% Pasa
30	0.94	0.94	2.17	97.83
50	23.8	24.74	57.02	42.98
100	10.26	35	80.66	19.34
120	1.07	36.07	83.13	16.87
140	1.3	37.37	86.13	13.87
170	0.9	38.27	88.20	11.80
200	0.61	38.88	89.61	10.39
Pasa 200	2.9	41.78	96.29	6.93

Perdidas: 0.04 gr.
0.10 %